

UNIVERSITÁ DEGLI STUDI DI PADOVA
FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE, NATURALI
CORSO DI LAUREA IN SCIENZE GEOLOGICHE



**RILEVAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE E INDAGINE
GEOELETTRICA DELLA PORZIONE NORD OCCIDENTALE
DELLA FRANA DEL VAJONT NELLE PREALPI VENETE**

GEOLOGICAL-STRUCTURAL MAPPING AND GEOELECTRICAL
INVESTIGATION OF THE NORTH-OCCIDENTAL PORTION OF THE VAJONT
LANDSLIDE IN THE VENETIAN PREALPS

Padova, 24 giugno 2011

Relatore: Prof.ssa Martin Silvana
Correlatore: Prof.ssa Zaja Annalisa

Candidato: Carli Marco

ANNO ACCADEMICO 2010-2011

INDICE

RIASSUNTO

1 INTRODUZIONE

- 1.1 Scopo della tesi
- 1.2 Inquadramento geografico e geologico

2. STUDIO GEOLOGICO

- 2.1 Assetto stratigrafico della Valle del torrente Vajont
- 2.2 Rilevamento geologico
 - 2.2.1 Caratteristiche della frana del Monte Toc
 - 2.2.2 Analisi dell'area rilevata
 - 2.2.3 Descrizione dei depositi (dell'onda e morenici)
- 2.3 Analisi strutturale
 - 2.3.1 Proiezioni stereografiche

3 PROVE GEOELETTRICHE

- 3.1 Principi base e grandezze fisiche in geoelettrica
 - 3.1.2 Metodologia impiegata
- 3.2 Prospezione geoelettrica
 - 3.2.1 Inquadramento dell'area
 - 3.2.2 Descrizione della prospezione

CONCLUSIONI E DISCUSSIONE

BIBLIOGRAFIA

RIASSUNTO

In questo lavoro è presentato il rilevamento geologico di una porzione del deposito della frana del Vajont avvenuta il 9 ottobre 1963 per definire l'assetto delle formazioni coinvolte e del quaternario. Le misure sono state effettuate su affioramenti scelti in modo tale da poter caratterizzare i grandi blocchi costituiti dalle diverse unità litologiche appartenenti al Calcarea di Socchèr, riservando uno studio particolare al Colle Isolato.

È stato effettuato, inoltre, uno stendimento geoelettrico lungo 155 m sulla strada che porta alla località la Pineda utilizzando un computer-resistimetro PASI per definire la tomografia elettrica resistiva (ERT) e valutare la resistività dei differenti tipi di deposito.

Abstract

It is here presented the geological mapping of a deposit portion of Vajont landslide which took place on October 9, 1963, in order to define the asset of the involved formations and of the quaternary. The measurements have been performed on outcrops selected in such a way to permit the characterization of the major blocks constituted by different lithological units belonging to the Calcarea di Socchèr, with particular interest in the Colle Isolato. Moreover, it was performed a 155 meter long geoelectrical mapping along the road leading to Pineda, employing a PASI computer resistivity meter in order to define the electric resistive tomography (ERT) and evaluate the resistivity of different types of deposits.

1. INTRODUZIONE

1.1 SCOPO DELLA TESI

Questo lavoro di tesi consiste nel rilevamento geologico-strutturale e geoelettrico di una porzione del deposito della frana del Vajont.

Lo studio è un contributo alle indagini attualmente in corso presso l'università di Padova.

Gli obiettivi della tesi sono:

- Il rilevamento della porzione del deposito con realizzazione di una carta geologico-strutturale alla scala 1:2000;
- Caratterizzazione del deposito con alcune valutazioni sulle caratteristiche litologiche delle rocce;
- Lo studio dell'andamento della successione stratigrafia e del nuovo assetto del Colle Isolato dopo la frana;
- Analizzare i depositi per definire un profilo di resistività lungo la strada che dal parcheggio (nei pressi del Colle Isolato) porta alla Pineda.

I risultati ottenuti sono di carattere preliminare.

1.2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOLOGICO

La Valle del Vajont corrisponde ad un solco profondo fra una serie di alte ed impervie montagne facenti parte della catena del Monte Borgà (2215 m) a N e del Monte Toc (1921 m) a S, entrambe comprese nel settore settentrionale delle Prealpi Venete fra la Valcellina e la Val di Piave, rispettivamente ad Est e ad Ovest (figura 1).

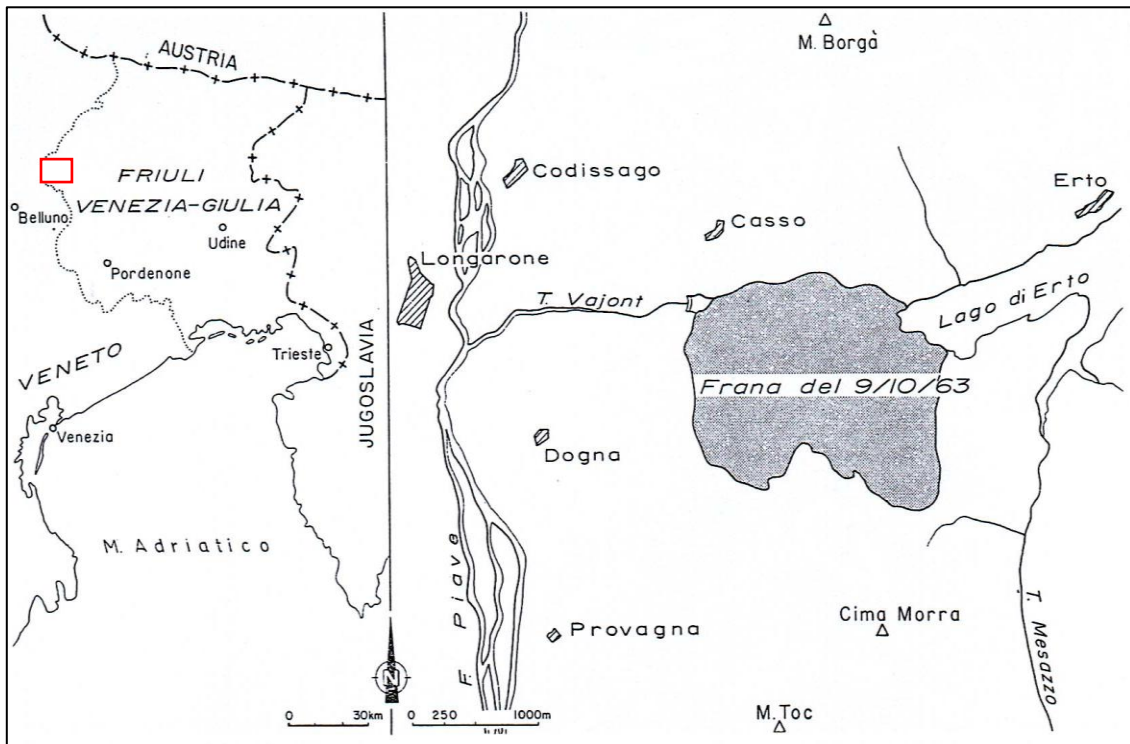


Fig. 1. Inquadramento geografico della valle del Vajont (MARTINIS & FRANCANI, 1979).

Sono presenti altre cime importanti quali il Monte Salta (2039 m) e il Monte Sterpezza (2215 m), entrambe appartenenti alla catena del Monte Borgà. Appartenente invece alla catena del Monte Toc è Cima Morra (1938 m), rimasta isolata dalla incisione formata dal Torrente Massalezza.

Il Torrente Vajont, responsabile dell'incisione della valle, nasce da Col Nudo (2471 m), discende nel suo primo tratto verso NE e riceve sulla destra le acque del torrente Frugna. Tra la confluenza con questo torrente e la confluenza col torrente Tuora, anch'esso affluente di destra, descrive un arco di 90° al piede del Monte Certen (1882 m), mutando il suo corso dalla direzione circa meridiana in quella longitudinale e defluendo verso occidente. Questa direzione veniva mantenuta, prima della caduta della frana del 9 ottobre 1963, fino allo sbocco nella Val di Piave. La confluenza col Piave

avveniva di fronte a Longarone, attraverso una profonda gola aperta dall'erosione post-glaciale in corrispondenza di un gradino situato al punto di incontro tra il piccolo Ghiacciaio del Vajont e il più grande e profondo Ghiacciaio Plavense.

Da un punto di vista morfologico la Valle del Vajont corrisponde ad un'ampia doccia glaciale con il fondo a 700-800 m circa ed i versanti dell'ultimo tratto presentavano, prima della frana del 9 ottobre 1963, forme ben distinguibili del modellamento dovuto a due fasi erosive distinte:

–Il glacialismo wurmiano, che ha scavato un'ampia valle con profilo trasversale a forma di U;

–La ripresa dell'erosione normale post-wurmiana, che ha inciso nel fondo di questa valle la profonda e stretta gola nella quale il torrente scorreva.

L'erosione post-glaciale, e forse anche interglaciale, ha profondamente inciso la doccia, data la sua pensilità sulla Valle del Piave, mediante una profondissima gola a pareti spesso sub verticali e alte fino a 300 m.

Le vicende geomorfologiche anteriori al passaggio del ghiacciaio wurmiano non sono facilmente ricostruibili. Sono probabilmente pre-wurmiani alcuni depositi di detriti fortemente cementati che si trovano sul versante destro della valle al di sopra dei 900-1000 m e che sul versante sinistro sono stati coinvolti nella frana. La presenza di questi detriti lascia pensare che il ghiacciaio wurmiano si sia impostato su un'antica morfologia fluviale.

In seguito alla costruzione della diga e, posteriormente alla caduta della frana, il corso del torrente Vajont fu interrotto a circa 1200 m dallo sbocco e le sue acque contribuirono a formare un lago, la cui natura fu dapprima artificiale, perché sbarrato dalla diga, mentre dopo il 9 ottobre 1963 ha assunto il carattere di lago naturale per sbarramento da frana.

Da un punto di vista generale la tettonica della zona è caratterizzata da ampie monoclinali orientate E-W, troncate da faglie con direzione N-S. Un elemento strutturale di notevole importanza in questa zona è costituito dal ricoprimento del Monte Borgà sul versante destro della Valle del Vajont sopra Erto e Casso. Qui i calcari oolitici del Giurassico Medio (Dogger) sormontano la "Scaglia Rossa" del Cretaceo Superiore ed hanno strati fortemente raddrizzati che in qualche punto costituiscono una vera anticlinale frontale. Il piano di scorrimento è in generale sub orizzontale o debolmente inclinato verso N. Le formazioni rocciose sottostanti all'accavallamento del M. Borgà,

affioranti in destra del Vajont nella parte bassa della Valle, sono immersi verso N. Mentre risalendo il Monte Toc, la pendenza raggiunge i 45-50° (figura 2).

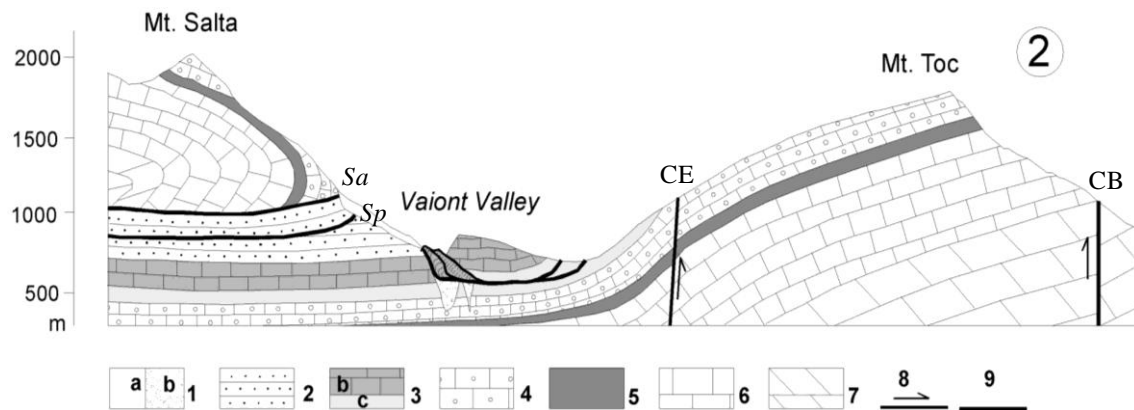


Fig. 2. N-S geological section from M. Toc to M. Salta. LEGENDA: 1) a Quaternary; b stratified alluvial gravels; 2) Scaglia Rossa Fm. (Upper Cretaceous - Lower Paleocene); 3) Cretaceous-Jurassic Fms. (Socché Formation sensu lato and coeval): b) Socché Fm. sensu stricto, c) Ammonitico Rosso and Fonzaso Fms.; 4) Calcare del Vaiont Fm. (Dogger); 5) Igne Fm. (Upper Liassic); 6) Soverzene Fm. (Lower and Middle Liassic); 7) Dolomia Principale (Upper Triassic); 8) Faults and overthrusts; 9) Failure surfaces of landslide (SEMENZA & GHIROTTI, 2000). Sa, L. del Monte Salta; Sp, L. delle Spesse; CE, L. del Col delle Erghene; CB, L. della Croda Bianca. From *Profili geologici delle valli Vajont e Gallina TAV. 3.* (BESIO & SEMENZA, 1990).

Tra le faglie è particolarmente interessante la linea del Col delle Tosatte che attraversa tutta l'area in direzione N-S, parallela all'alveo del Piave, in corrispondenza della gola tagliata dal Torrente Vajont (figura 3).

Altre strutture importanti sono:

- la Linea del Col Tramontin, che corre parallelamente alle pareti orientali del M. Toc, a sud-ovest della località la Pineda;
- la Linea della Coste delle Ortiche, fiancheggia le pareti orientali del M. Toc e taglia il fondovalle del Vajont. Corrisponde per un tratto alla superficie di distacco della frana;
- la Linea del Certen, che fiancheggia le pareti occidentali di questo monte.
- La Sinclinale di Erto, con asse in direzione circa E-O, riconoscibile nella Conca di Erto, nei versanti settentrionali del M. Certen e Cornetto;
- La Anticlinale Pelf-Frugna, con asse in direzione NNE-SSO, tagliata da una faglia inversa sul fianco meridionale, ben visibile nella parte Nord del Massalezza. L'asse dell'anticlinale corre lungo la Val Gallina, attraverso l'alta Val Mesazzo e l'alta Valle del Vaiont.

CARTA GEOLOGICA-STRUTTURALE DELLE VALLI VAJONT E GALLINA

ANNALI DELL'UNIVERSITÀ DI FERRARA - Sezione Scienze della Terra, vol. 2, N. 4

TAV. 2 M. BESIO - E. SEMENZA

CARTA GEOLOGICA DELLE VALLI VAJONT E GALLINA (Dolomiti Orientali)

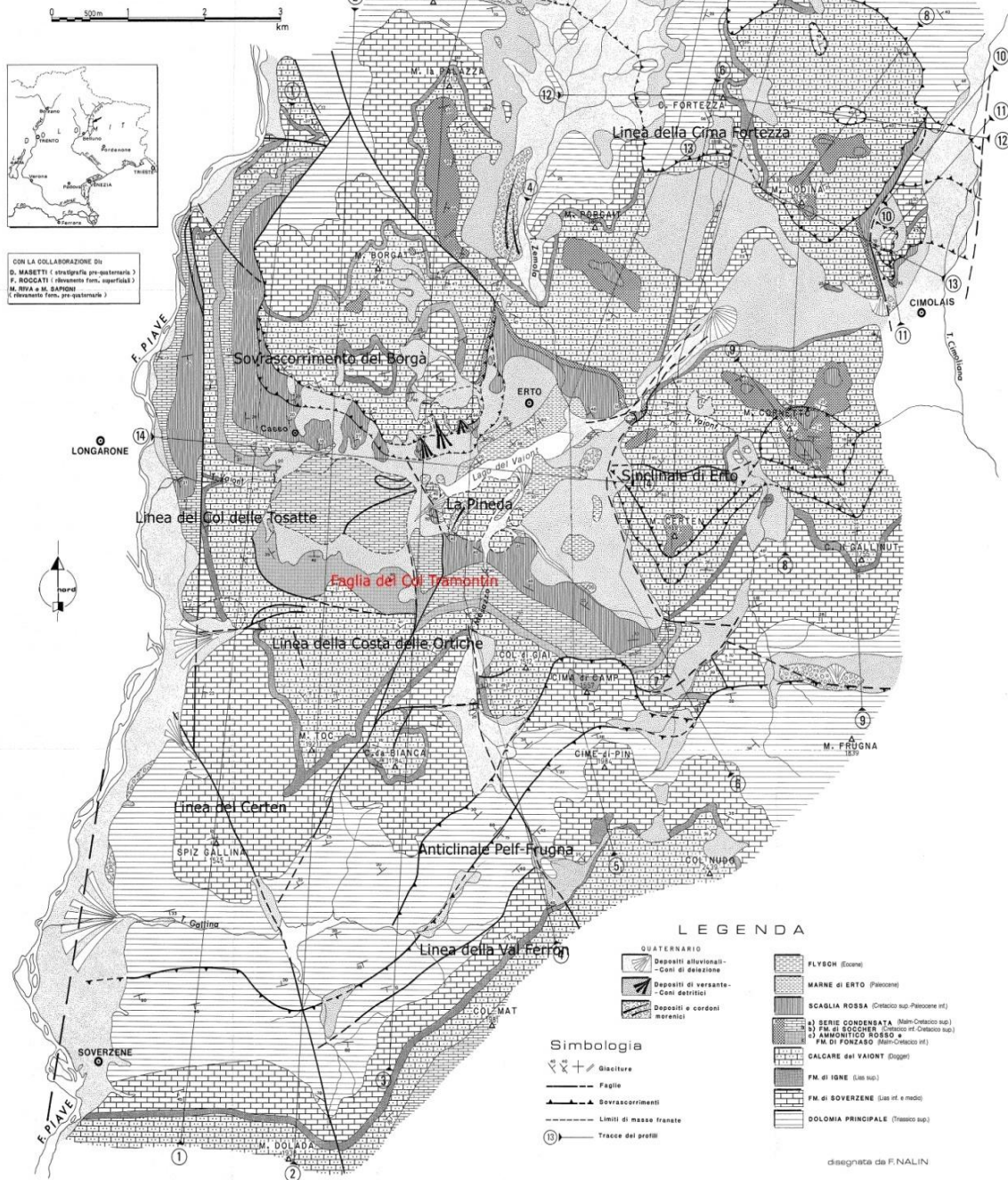


Fig. 3. Carta geologica: sono indicati i principali lineamenti dell'area. (Besio e Semenza, 1990). Carta geologica delle valli Vaiont e Gallina (Dolomiti orientali).

2 STUDIO GEOLOGICO

2.1 ASSETTO STRATIGRAFICO DELLA VALLE DEL TORRENTE VAJONT

Nella Valle del Vajont e nei gruppi adiacenti affiorano formazioni rocciose di età compresa tra il Giurassico Medio e l'Eocene Medio. A partire dal Giurassico Inferiore (Lias), l'area in questione era parte di un dominio bacinale in cui si accumulavano micriti selcifere intercalate in varia misura a calcareniti e calciruditi oolitiche o bioclastiche che, prodotte nelle vicine piattaforme, venivano periodicamente scaricate nei bacini da correnti di torbida ed altri flussi gravitativi. Le principali differenze nella composizione delle formazioni dipendono dalle variazioni negli apporti delle piattaforme.

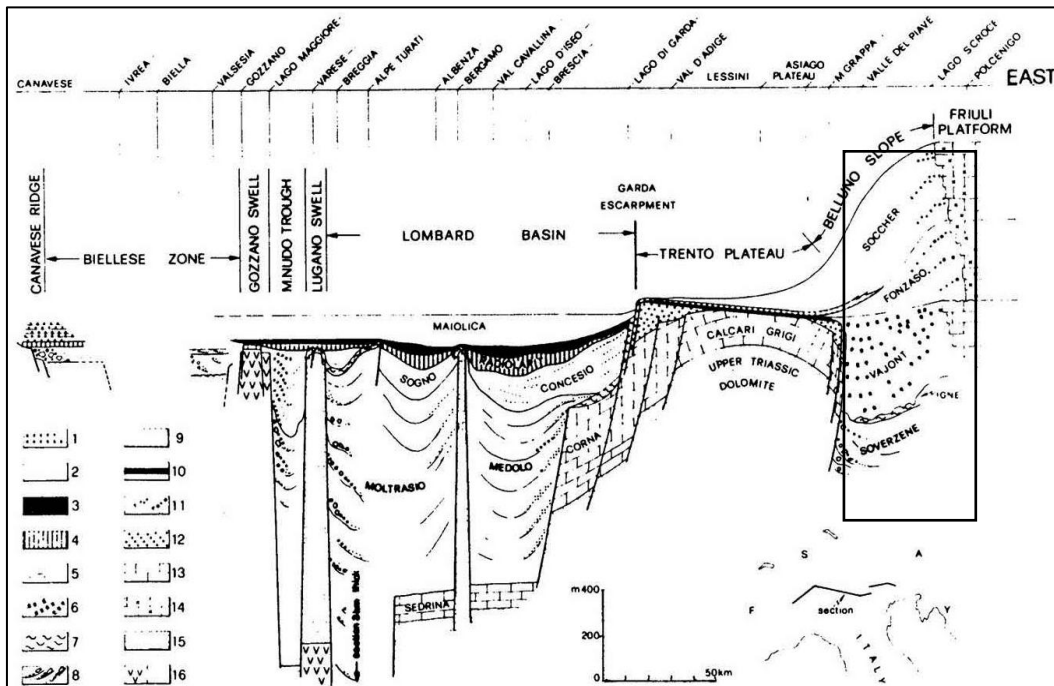


Fig. 4. Rappresentazione grafica dei rapporti stratigrafici tra le Formazioni (WINTERER e BOSELLINI, 1981).

Le formazioni affioranti, dal basso verso l'alto sono: (figura 4).

Descrizione secondo MASETTI (1986).

1. Dolomia principale;

La Dolomia Principale (Triassico Superiore), ha uno spessore di circa 1000 m ed è caratterizzata da alternanze cicliche di dolomie massicce sub-intertidali bianche, da

dolomie stromatolitiche sopratidali e sottili livelli marnosi verdi che rappresentano depositi di alterazione subaerea corrispondenti all'estrema fase regressiva del ciclo. La porzione superiore presenta un colore grigio scuro. Queste sono caratteristiche peculiari della dolomia principale affiorante nell'area in cui si imposterà, all'inizio del Giurassico, il Bacino Bellunese. L'ambiente deposizionale è riferibile a vaste piane tidali che si estendevano su quasi tutta l'Italia Settentrionale.

2. *Calcarea del Vajont;*

Ha uno spessore di circa 450 m e risale al Giurassico Medio (Dogger). È caratterizzato da calcareniti oolitiche massicce o stratificate in grossi banchi. Possono essere presenti noduli e letti di selce scura. L'ambiente deposizionale è all'interno del Solco Bellunese compreso tra la Piattaforma Trentina a Ovest e la Piattaforma Friulana a Est. In questo contesto siamo di fronte a due tipologie sedimentarie, quella neritica e quella pelagico-batiale, caratterizzate da condizioni idrodinamiche molto differenti. Questo Calcarea è il prodotto di una risedimentazione gravitativa lungo il fianco occidentale della Piattaforma Friulana (BOSELLINI e MASETTI, 1972).

3. *Formazione di Fonzaso;*

La formazione di Fonzaso (Oxfordiano), ha uno spessore di 10-40 m ed è costituita da biocalcareni e calcari micritici bruni, fortemente selciferi, in strati di 5-20 cm a lamine parallele ed oblique. Di notevole interesse sono i livelli di argilliti verdi di 5-10 cm ripetutamente intercalati nella formazione a causa del ruolo che hanno svolto nello scivolamento della frana. L'ambiente deposizionale è simile a quello del Calcarea del Vajont; le variazioni che si notano sono la minor quantità e la presenza di grani bioclastici al posto di ooliti nelle torbiditi in arrivo dalla piattaforma Friulana.

4. *Rosso Ammonitico;*

Il rosso ammonitico risale al Cretacico Inferiore, ha uno spessore di 5-15 m ed è caratterizzato da micriti nodulari grigie e rossastre, massicce o in strati di spessore superiore a 1 metro. Questa formazione è completamente priva di risedimenti, quindi la microfacies è costituita esclusivamente da micriti pelagiche a peloidi.

5. *Calccare di Socchèr;*

E' caratterizzato da uno spessore di 150 m depositatosi durante il Cretacico-Inferiore, Cretacico-superiore. Il Calccare di Socchèr è costituito da una complessa alternanza di calcari microcristallini e di calcareniti provenienti dalla piattaforma Friulana. La componente fine è rappresentata da strati decimetrici di micriti, micriti marnose e marne grigie, rosse o verdastre contenenti selce dello stesso colore in noduli e letti. Si notano numerose discordanze e scivolamenti intraformazionali indicanti come la deposizione di questa formazione sia avvenuta lungo la scarpata che raccordava la Piattaforma Friulana, ubicata a SE, all'antistante bacino.

6. *Scaglia Rossa;*

Cretaceo Superiore – Paleocene Inferiore, spessore 300 m circa. Monotona successione di marne e di calcari marnosi rossi, completamente privi di risedimenti gravitativi, nella più tipica facies di Scaglia. Questa Formazione livella la preesistente ed articolata topografia depositandosi uniformemente su tutta l'area esaminata.

7. *Marne di Erto;*

Paleocene, spessore 100-150 m. Questa unità (GARAVELLO e LUCIANI (1986), rappresenta la transizione tra la Scaglia Rossa e il Flysch ed è costituita da marne e subordinati calcari marnosi grigi, intensamente bioturbati, contenenti rari straterelli di calcareniti ed arenarie.

8. *Flysch;*

Eocene, spessore almeno 200 m, caratterizzato da una potente successione di arenarie torbiditiche intercalate a peliti. Le arenite sono rappresentate da calcareniti passanti ad arenarie; le peliti sono costituite da marne e marne argillose grigie.

2.2 RILEVAMENTO GEOLOGICO

Il rilevamento geologico è stato effettuato nei pressi del Colle Isolato, in una porzione della fascia frontale dei depositi della grande frana del 9 ottobre 1963, fino a proseguire con le indagini lungo la strada che dal paese di Erto in direzione Longarone, svolta a sinistra in direzione della località la Pineda, a circa 600 m dalla spalla destra e 400 m dalla spalla sinistra della diga in direzione Est (figura 5).

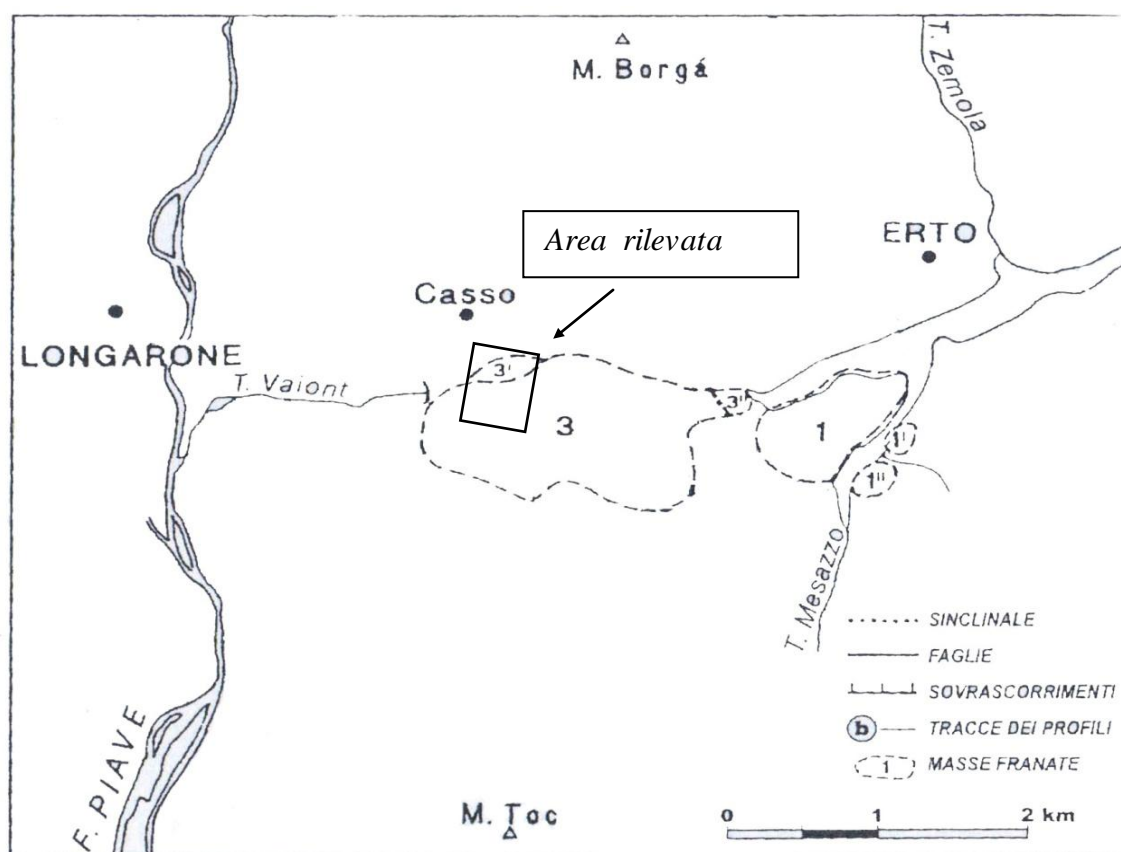


Fig. 5. Area rilevata e rappresentante le frane avvenute nella valle del Vajont. 1), 1'), 1'') Corpo di frana de La Pineda (avvenuta nel Wurmiano); 3) 3'') Massa di frana del 9 ottobre 1963, 3') "Colle Isolato", come definito da Semenza, costituisce l'ammasso della paleofrana rimasto isolato dopo l'erosione dell'alveo del Vajont (SEMENZA, 2000, modificata).

2.2.1 CARATTERISTICHE DELLA FRANA DEL MONTE TOC

La superficie del corpo di frana è di circa 1.9 Km². Il fronte di frana ha una lunghezza totale di circa Km 1,850 e secondo la ricostruzione di SELLI e TREVISAN (1964) ha uno spessore massimo di circa 330 m e medio di 157 m. Il volume, secondo gli stessi autori, si aggira intorno ai $300 \cdot 10^6$ mc. Lo spostamento in proiezione orizzontale (piano topografico) della frana è di 350-380 m; lo spostamento massimo lungo la superficie di scivolamento è invece di circa 450-500 m e velocità massima supposta di circa 25 m/s (MULLER, 1968). Il movimento è stato suddiviso in due fasi: la prima fase caratterizzata da un comportamento “visco-plastico” (*creep*) osservata dal 1960 al 9 ottobre 1963, la seconda fase caratterizzata da un rapido movimento, avvenuto nel giro di poche decine di secondi, dovuto alla fratturazione nella parte bassa del pendio, lungo il piano inclinato di scivolamento (JAEGER, 1972).

2.2.2 ANALISI DELL'AREA RILEVATA

La nomenclatura utilizzata nella successione stratigrafica (figura 6) fa riferimento alle unità cartografate nei depositi da ROSSI e SEMENZA (novembre 1963), mentre per la sua descrizione ci si è affidati a studi eseguiti da MARTINIS e FRANCANI (1985).

Le formazioni rilevate da R. e S. partendo dall'alto verso il basso sono: Scaglia Rossa (Cretaceo Superiore) e Calcere di Socchèr (Cretaceo Medio e Inferiore).

Nella zona presa in esame compaiono litologie appartenenti alla formazione del Calcere di Socchèr, in quanto coinvolte maggiormente nello scivolamento della frana. Queste, secondo la sequenza stratigrafica, sono collocate al di sopra dei calcari lastroidi selciferi (formazione “*ma*”) del Giurassico Medio (Malm) presenti in affioramento nella nicchia di distacco, sono inclinate di circa 45° verso N (franappoggio) e coincidono con la pendenza della nicchia stessa. Si deve perciò ritenere che lo scollamento sia avvenuto all'interno di questa formazione “*ma*” posta al di sopra dei più rigidi Calcari del Giurassico Medio (SELLI e TREVISAN, 1964).

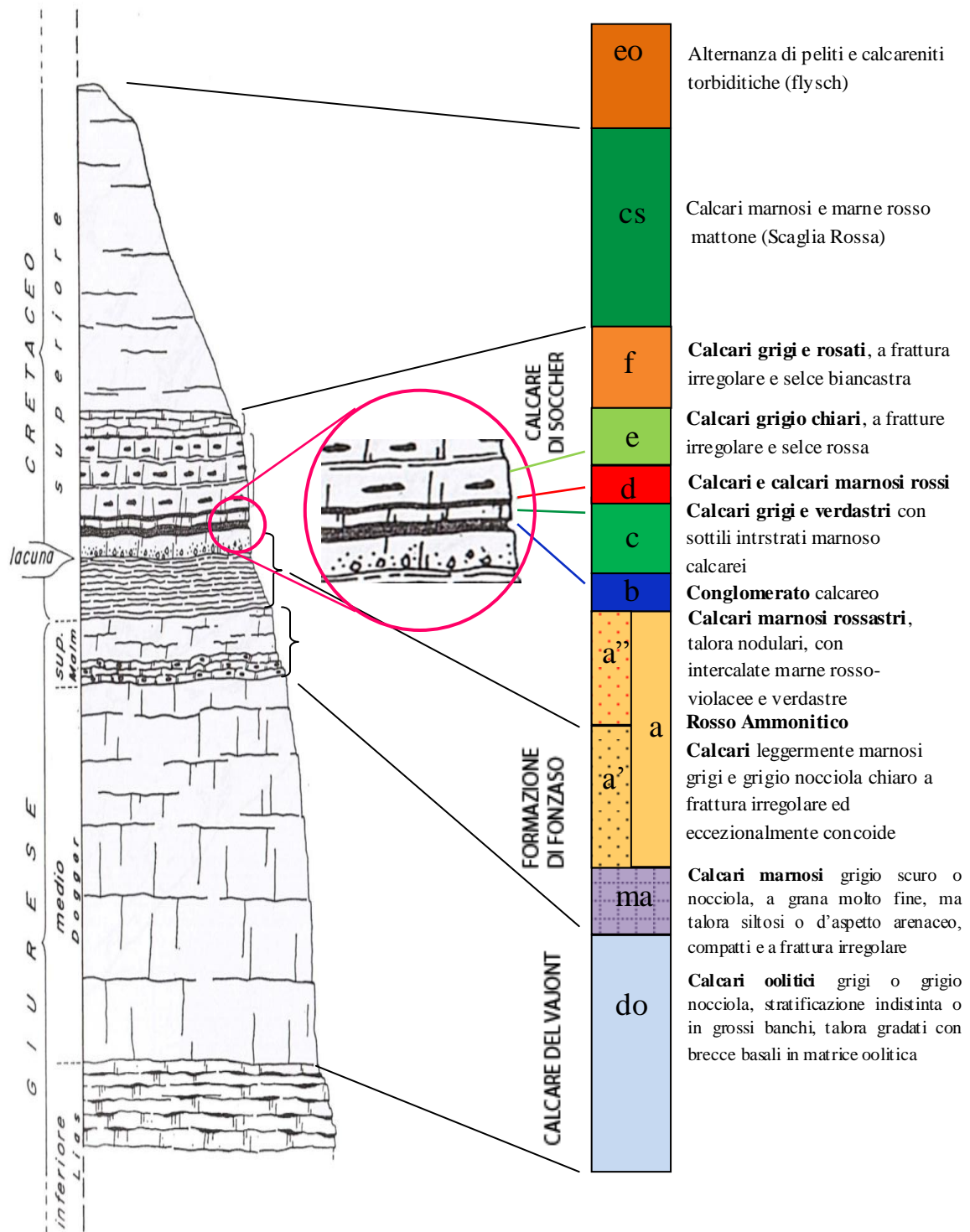


Fig. 6. Colonna stratigrafica delle formazioni affioranti nella Valle del Torrente del Vajont. A sinistra, rappresentazione secondo CARLONI e MAZZANTI (1964); a destra, secondo BESIO e SEMENZA (1963). La descrizione delle litologie è basata su studi eseguiti da MARTINIS & FRANCANI (1979).

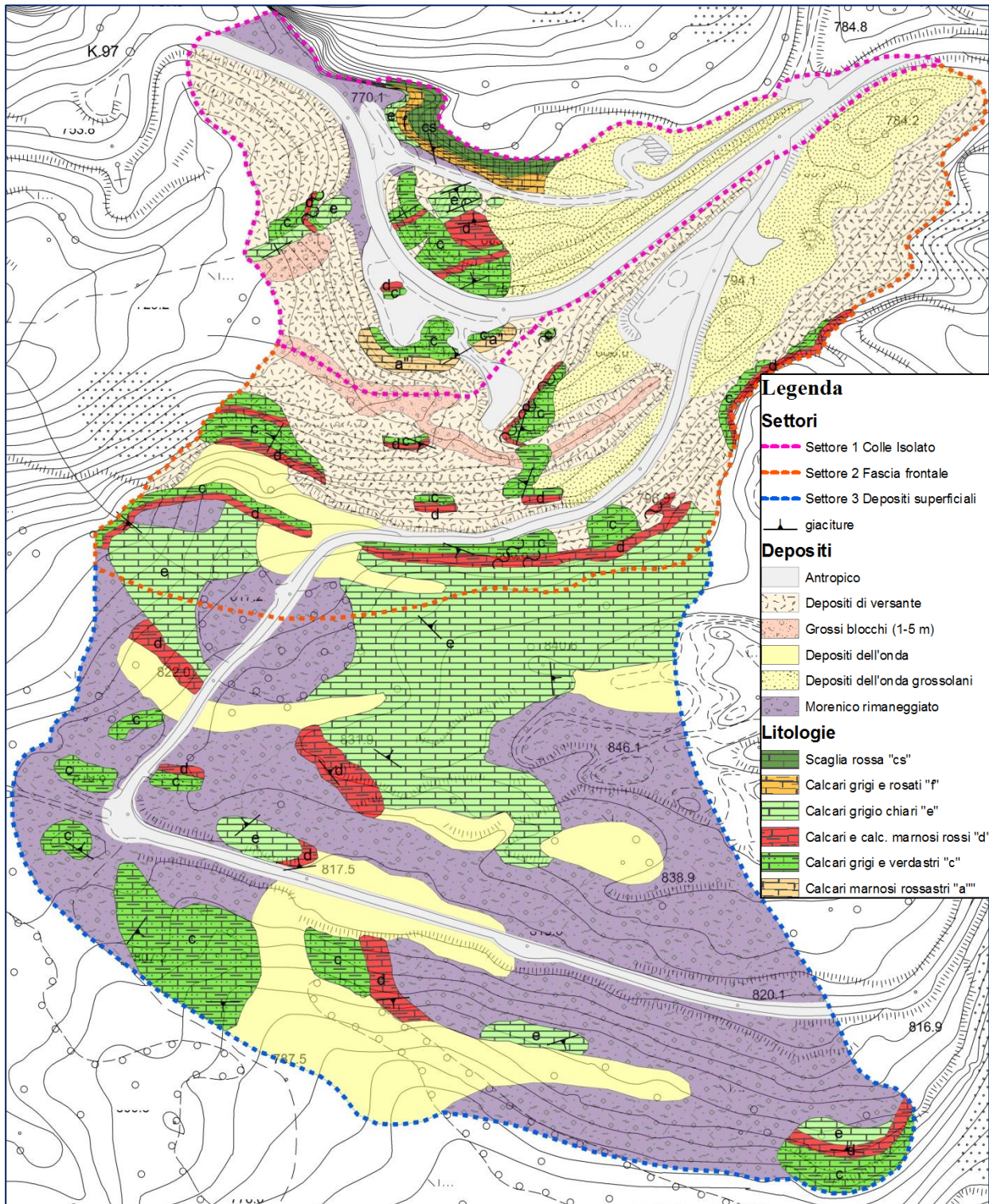


Fig. 7. Carta geologica delle porzione NW del deposito della frana del Vajont.

Descrizione degli affioramenti per settori

L'area rilevata del deposito è stata suddivisa in tre settori. Essi corrispondono a: 1, Colle Isolato; 2, fascia frontale dei depositi; 3, dossi a S della strada provinciale costituiti da depositi superficiali di frana (si veda carta geologica, figura 7).

- **Calcari (biomicriti intraclastiche; MARTINIS, 1979) grigi e rosati, ("f" in accordo con SEMENZA, 1963):**

calcari grigi e rosati a frattura irregolare con interstrati marnosi e selce in prevalenza biancastra.

Questa litologia affiora nel settore 1, Colle Isolato. Il campione è stato prelevato a quota 775 m lungo la strada che separa il dosso (Colle Isolato, quota 803,5 m) dal fianco destro della valle (palestra di roccia). Sopra affiora la Scaglia Rossa, sotto affiorano i calcari grigi e rosati del Socchèr (lit. "f"). Essa non è stata coinvolta nella frana. La stratificazione comprende livelli dai 5 ai 50 cm e raggiunge uno spessore di circa 25 m. Immerge di 30° verso E. (Figura 8).

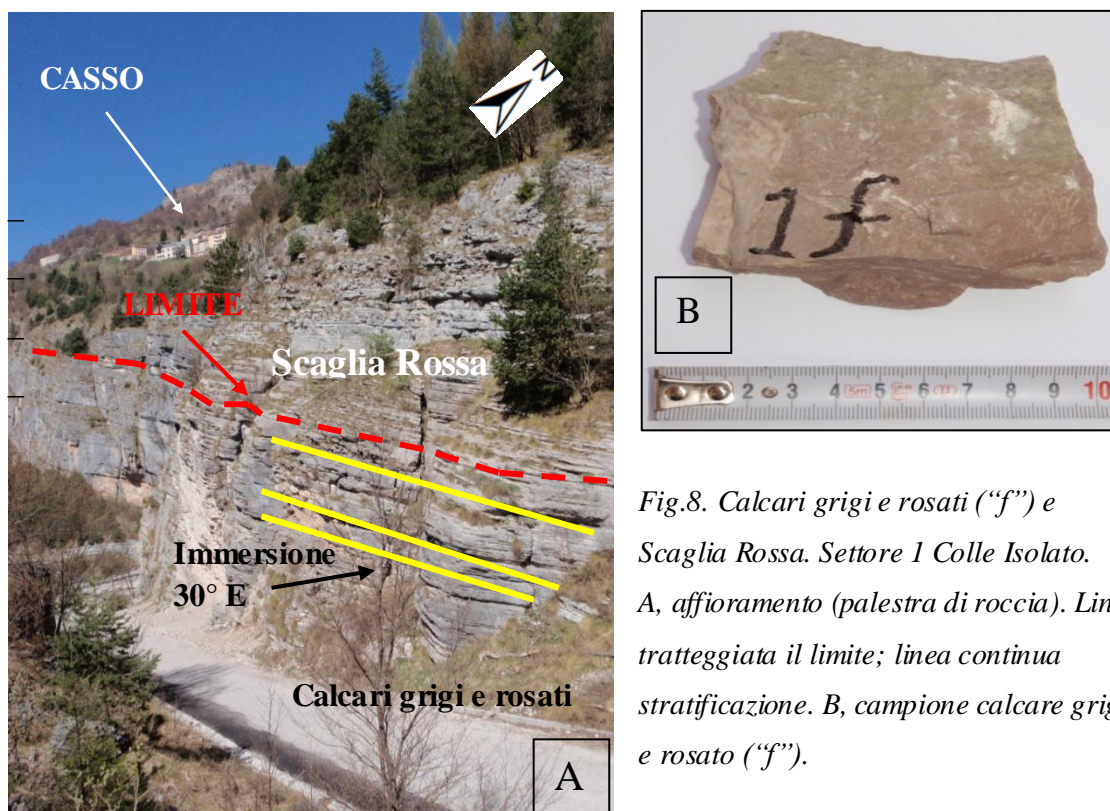


Fig.8. Calcari grigi e rosati ("f") e Scaglia Rossa. Settore 1 Colle Isolato. A, affioramento (palestra di roccia). Linea tratteggiata il limite; linea continua stratificazione. B, campione calcareo grigio e rosato ("f").

– **Calcari (biomicriti intraclastiche) grigio chiari (“e”):**

calcari grigio-chiari, talora verdastri, a frattura irregolare, con selce in prevalenza rossa e sottili interstrati marnoso calcarei. È la litologia stratigraficamente più elevata che è stata coinvolta nello scivolamento nell’area rilevata.

Il campione descritto (figura 9) è stato prelevato nel settore 2 (fascia frontale), a quota 825 m circa nella parte apicale del fronte di frana lungo il fianco sinistro della strada che porta alla località la Pineda, subito dopo aver superato il grande piazzale sulla destra. Un altro campione è stato prelevato nel settore 1 lungo la strada descritta nella litologia precedente, questa volta però nel fianco sinistro lasciando il Bar alle nostre spalle.

Il limite tra questa litologia e quella sottostante dei calcari e calcari marnosi rossi (“d”) è graduale. Tale contatto è ben visibile nel settore 2 (zona prelievo campione). I calcari grigio chiari sono presenti in molte zone del rilevamento, quali la porzione centro-sud (settore 3, depositi superficiali) dove affiora con discontinuità perché coperto da depositi dell’onda, depositi morenici e vegetazione, ed anche nei pressi del Colle Isolato (settore 1). Qui si presenta come un grosso bancone di una decina di metri in posizione sub-verticale immergente a Sud (zona prelievo campione).

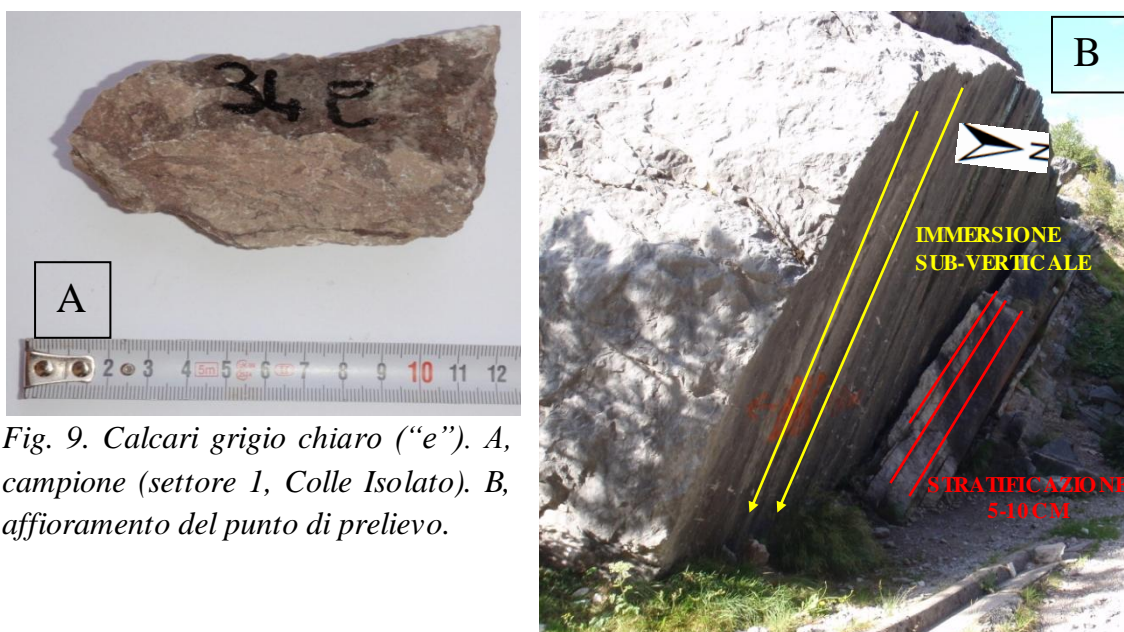


Fig. 9. Calcari grigio chiaro (“e”). A, campione (settore 1, Colle Isolato). B, affioramento del punto di prelievo.

Questa litologia ha subito, nei pressi del Colle Isolato una verticalizzazione e uno spostamento verso l’alto. Nonostante ciò si presenta molto compatta in tutti gli affioramenti. Ha una stratificazione nodulare in strati che vanno da 5-10 cm ad oltre un

metro, si veda figura soprastante. I Calcari grigio chiari (“e”) sono osservabili in tutti i settori della carta geologica.

- **Calcari e calcari marnosi rossi (“d”):**

Calcari e calcari marnosi rossi, a frattura irregolare, con interstrati marnoso calcarei ed una intercalazione di calcare grigio selcifero, passante talora a conglomerato. Questo termine è ben visibile sul terreno per il suo colore rosso. Esso è completo nel fronte di frana (settore 2, fascia frontale) e si notano due bande rosse continue di cui è più potente in genere l’inferiore, separate da una fascia grigia costituita dal bancone di calcare. È situata al di sotto della litologia precedentemente descritta.

I campioni prelevati, anche se appartenenti alla stessa unità, presentano caratteristiche composizionali diverse. Ad esempio, il campione prelevato nel settore 1 (figura 10, Colle Isolato) in cima al dosso di quota 803,5 m è più marnoso rispetto ad altri affioramenti nel settore 3 (deposito superficiale).

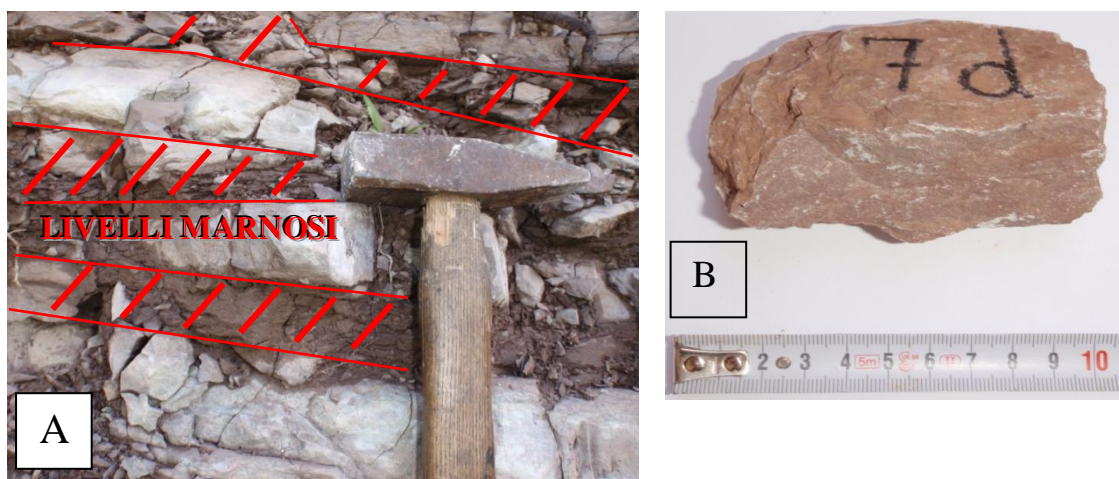


Fig. 10. Calcari e calcari marnosi rossi (“d”). A, livelli marnosi. Affioramento nel settore 2 (fascia frontale). B, campione calcare e calcare marnoso rosso (“d”). (Settore 1, Colle isolato).

Questa unità è la più caratteristica dell’area rilevata proprio per il suo colore rosso. Si presenta compatta in alcuni affioramenti, in altri invece è costituita da una fitta stratificazione con intercalazione di sottili livelli marnosi rossi aumentano fortemente l’incoerenza delle roccia, come nella fascia frontale del deposito. È presente in tutti i settori.

– **Calcari grigi e verdastri (“c”):**

calcari grigi e verdi, a frattura irregolare, talora selciferi, con sottili interstrati marnoso calcarei. La seguente litologia affiora in buona parte del rilievo, è ben visibile in quanto si nota la presenza di livelli marnosi verdastri dai 2 ai 5 cm soprattutto in prossimità del Colle Isolato (la cima del colle a quota 803,5). La stessa formazione si può confondere con i calcari grigio-chiari (“e”) per la scomparsa di tali livelli. Questo porta ad una somiglianza e ad un aumento della coesione all’interno degli strati, con la conseguente scomparsa dei frequenti scivolamenti intraformazionali. Essa è osservabile nella porzione a SSW dell’area rilevata, settore 3 (depositi superficiali). Il campione (figura 11) è stato prelevato nel settore 1 (Colle Isolato) alla base del dosso di quota 803,5 m, lungo la strada che lo circonda.



Fig. 11. Calcari grigi e verdastri (“c”). Settore 1, Colle Isolato.

A, campione. B, affioramento in cima al dosso di quota 803,5 m.

In mancanza dei livelli marnosi, è possibile distinguerla rispetto ai calcari grigio chiari (“e”) perché costituita da una granulometria più fine. Talvolta si può notare la presenza di piccole fratture concoidi. È visibile sia compatta che fortemente fratturata come nel settore 2 (fascia frontale, figura 12), quasi da assomigliare ad un deposito grossolano.

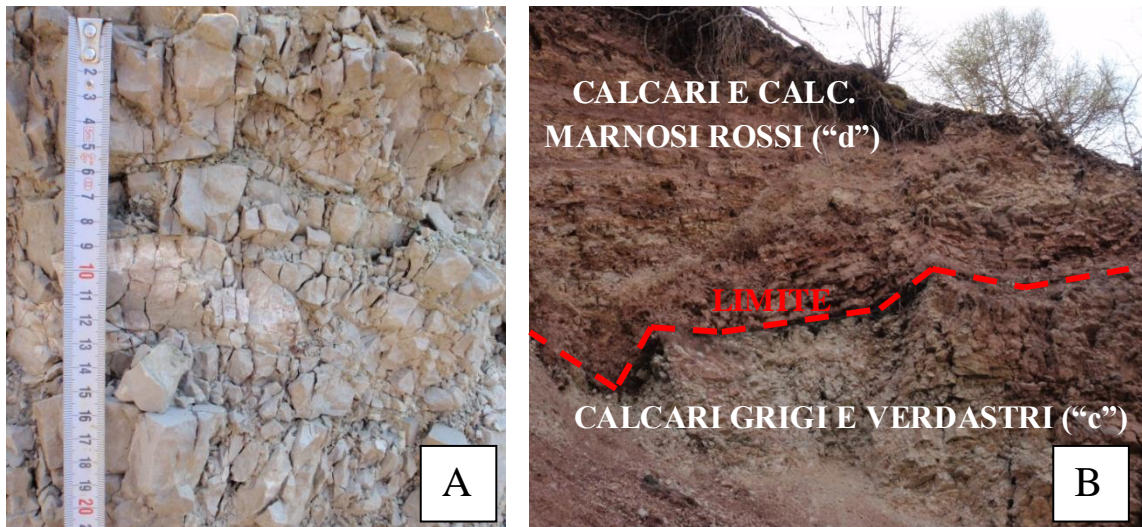


Fig. 12. Affioramenti nel settore 2 (fascia frontale). A, affioramento dei calcari grigi e verdastri (“c”). B, limite tra i calcari e calc. marnosi rossi (“d”, sopra) e i calcari grigi e verdastri (“c”, sotto). Entrambi gli affioramenti mostrano la forte fatturazione della roccia.

– **Calcari marnosi rossastri (“a^{II}”):**

calcari marnosi rossastri, talora nodulari, a frattura irregolare, con intercalate marne e marne calcaree rosso-violacee e verdastre. Questa litologia affiora al di sotto dei Calcari grigi e verdastri (“c”) visibili nel parcheggio a sinistra situato di fronte al Colle Isolato, lungo la strada che venendo da Erto va in direzione Longarone. Lungo la stradina che scende, alla fine del parcheggio, alla destra della formazione affiorante, si è rilevato il limite tra le due formazioni. Settore 1 (Colle Isolato).



Fig. 13. Campione dei calcari marnosi rossastri (“a^{II}”).

2.2.3 DESCRIZIONE DEI DEPOSITI (DELL'ONDA E MORENICI)

Fascia frontale di detriti:

davanti al fronte del corpo di frana, strette fra questo e il versante destro della valle, si trovano grandi masse di detrito dovute alcune al crollo di parti superficiali del fronte ed altre ad antiche masse di frana cadute prima dell'evento del 9 ottobre 1963 nel fondo della valle e da essa sospinte in alto dalla massa dell'ultima grande frana. Questi detriti, sia per le dimensioni, sia perché conservano tutt'ora frammenti nei quali è rimasto l'assetto stratigrafico, si riconoscono molto bene dai depositi detritici quaternari preesistenti, dagli ammassi detritici lasciati dall'onda conseguente la frana, dai depositi successivi dovuti alla nuova idrografia, che si è impostata sulla morfologia di frana.

Sul corpo di frana si trovano una grande quantità di detriti di origine varia che sono stati classificati (nella carta geologica) come segue:

– **Deposito morenico.**

Questo deposito preesistente alla frana fanno parte prevalentemente i detriti di falda cementati ed i materiali morenici, in quanto, come detto in precedenza, la Valle del Vajont corrisponde ad un'ampia doccia glaciale. Sono variamente distribuiti su tutto il corpo di frana e caratterizzati in gran parte da detrito grossolano ad elementi arrotondati. Nel corso del rilevamento è stata eseguita una descrizione a livello macroscopico del deposito nei settori 1 e 3. Settore 1: questo deposito si trova vicino al Colle isolato e confrontando le carte geologiche di BESIO e SEMENZA (1963) si nota che il deposito morenico era già presente prima della grande frana. Si presenta compatto, matrice-sostenuto costituita da sabbie (in prevalenza), limo ed argilla. Presenza di ciottoli eterogenei appartenenti a litologie autoctone ed alloctone non presenti in zona di frana e quindi trasportate dal ghiacciaio proveniente da Est. È eterometrico, con detriti di dimensione da sub millimetrica fino ad arrivare ad una media intorno ai 10 cm. Sono anche presenti blocchi di dimensione maggiore (20-50 cm circa).

Settore 3: come nel settore 1, il deposito si presenta matrice sostenuto, meno compatto del precedente perché rimaneggiato dal movimento di frana e dall'onda. La matrice è composta in prevalenza da sabbie, limo ed argilla. Presenza di ciottoli appartenenti a litologie autoctone ed alloctone. Il deposito è incoerente e meno compatto del precedente. Le dimensioni sono nell'ordine da sub millimetriche fino ad arrivare ad un

diametro di 10 cm circa. Anche qui, come in precedenza, si notano la presenza di ciottoli, ghiaie e sabbie con angoli smussati.

– **Depositi trasportati dall'onda.**

L'onda conseguente la caduta della frana nel lago artificiale, dopo aver sbattuto sul lato destro della valle, si è rovesciata sulla frana stessa arrivando fin sotto le masse disarticolate che appoggiano sulla nicchia di distacco e che rimangono in posizione più alta, rispetto agli altri materiali franati. Riversandosi sul corpo di frana ha esercitato un'intensa azione di dilavamento sui materiali incoerenti franati asportandoli dalle superfici più esposte ed incanalandoli in vie di scarico in parte costituite dalle depressioni create dalla frana stessa. Si sono così formati accumuli di materiali detritici costituiti da sabbia, limo, argilla e ciottolame vario. Tutti questi materiali sono stati distribuiti con più abbondanza lungo tutto il bordo antistante il fronte di frana e nelle maggiori depressioni quali il vecchio solco vallivo del Massalezza e il laghetto omonimo che si era venuto a formare nella parte centrale della zona franata. I depositi trasportati dall'onda sono riconoscibili perché non hanno subito cementazione, né assestamenti, né rimaneggiamenti; la forma degli accumuli di questi materiali consente di ricostruire l'andamento dell'onda.

Descrizione macroscopica del deposito nel settore 3: etero metrico, la matrice è composta da sabbie, limo ed argilla. Rispetto ai depositi morenici è presente una maggior componente grossolana, in prevalenza sabbie. Presenza di ciottoli di litologie autoctone, rara presenza di litotipi alloctoni (probabilmente dovuti ad un rimaneggiamento del deposito morenico). Le dimensioni dei clasti vanno da millimetriche fino ad arrivare, ad una media in prevalenza di 5 cm di diametro. Si nota, inoltre, clasti di dimensioni maggiore (10-20 cm) presenti in tutti i depositi dell'onda. Le differenze che si notano sono una maggiore percentuale di sedimento grossolano (sabbie) e detriti con angoli spigolosi dovuti alla fratturazione delle litologie coinvolte nel movimento.

C'è da aggiungere che l'energia cinetica della massa d'acqua spostata era di notevole intensità e quindi in grado di spostare interi ammassi di dimensione anche metrica. Il deposito descritto in precedenza si riferisce solamente ad una piccola parte coinvolta nel flusso.

2.3 ANALISI STRUTTURALE

L'assetto strutturale delle Valli è stato da me descritto in precedenza facendo riferimento alle carte geologiche di BESIO e SEMENZA (1963), per giunta rimando le spiegazioni alla precedente trattazione.

Lo studio fatto nel corso del rilevamento verte sulla raccolta di misure riguardanti le litologie dei **calcari grigio chiari** (“e”), dei **calcari e calcari marnosi rossi** (“d”), dei **calcari grigi e verdastri** (“c”) (praticamente la porzione superficiale della successione stratigrafica coinvolta nella frana) e del **Colle Isolato**. Tali misure coinvolgono l'assetto stratigrafico e i giunti di stratificazione di porzioni plurimetriche fino ad ettometriche della frana. Al fine di capire l'andamento delle litologie descritte, i dati e le misure prese in campagna sono state rappresentate su proiezioni stereografiche sull'emisfero inferiore (Schmidt) utilizzando il programma Stereonet. La rappresentazione è basata sulla selezione in singolo di ogni litologia. La situazione del Colle Isolato invece, è stata valutata tenendo conto di tutte le unità litologiche presenti per evidenziarne lo spostamento che ha subito in seguito alla frana. È doveroso, a questo punto, riportare una breve descrizione riguardante la dinamica della grande frana del 9 ottobre 1963.

La dinamica e il comportamento meccanico della frana hanno consentito la preservazione della successione stratigrafica (almeno nella porzione superficiale). Lo spostamento è avvenuto in grandi porzioni del versante del M. Toc, consentendo ai vari punti del versante di mantenere pressoché inalterata la loro posizione reciproca durante tutto il movimento. Inoltre, studi fatti hanno dimostrato che l'acqua ha giocato un doppio effetto nei meccanismi di innesco dello scivolamento; riducendo la resistenza al taglio attraverso l'innalzamento della pressione dei pori (spinta idrostatica) e, in alcuni casi, accelerando lo scivolamento dello strato con coesione minore. In termini di sviluppo di calore da frizione, l'energia meccanica si è dissipata come energia termica all'interno della zona di *slip* ed ha sviluppato una vaporizzazione dell'acqua contenuta nei pori creando una sorta di cuscino (VOIGHT & FAUST, 1982). Una riformulazione di questi studi (VARDOULAKIS, 2002) mostrano una serie di equazioni che governano il movimento, la pressione dell'acqua nelle porosità, la temperatura e i vari campi di velocità all'interno della zona di *shear*.

Il fronte di frana è risalito sul versante opposto fino a quote che superano oltre 100 m quelle di partenza, mentre la metà inferiore non ha risalito il versante ma è rimasta in posizione più arretrata. Questo fatto è spiegabile dato il comportamento pseudo-plastico della massa disarticolata e ammettendo la possibile presenza di superfici di scorrimento alla base del fronte di frana (GENEVOIS e GHIROTTI, 2005). Se fosse rimasto un unico blocco solidale, con tutta probabilità si sarebbe arrestato contro il versante destro della Valle (figura 14).

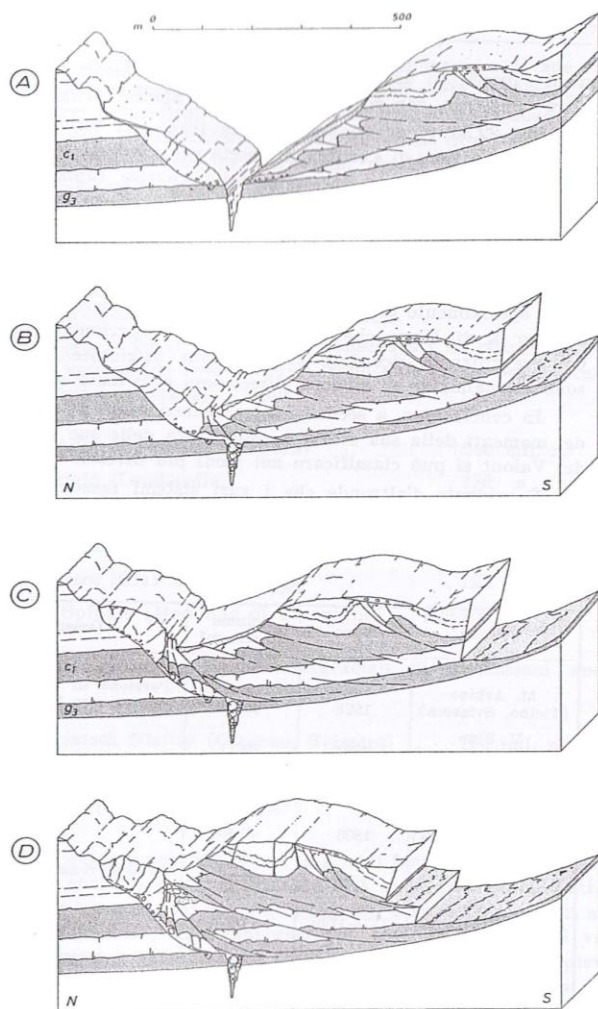


Fig. 14. Ricostruzione del meccanismo di frana in corrispondenza della sezione 1 della carta geologica. A, situazione iniziale. Sul versante destro della Valle sono presenti materiali di frane anteriori (Colle Isolato). B, C e D, il materiale delle figure anteriori viene sospinto in alto (SELLI e TREVISAN, 1964).

La morfologia superficiale del corpo di frana rispecchia esattamente quella precedente, conservando ancora l'andamento sinuoso e i particolari morfologici della parete che costituiva il fianco sinistro del preesistente lago artificiale (SELLI e TREVISAN, 1964).

2.3.1 PROIEZIONI STEREOGRAFICHE

In seguito riporto gli andamenti degli strati nei settori 1, 2 e 3 del deposito di frana. Nell'ordine presento le proiezioni stereografiche e i diagrammi a rosa relative a porzioni rocciose con diverse litologie nel deposito di frana.

Rappresentazione delle litologie:

–Unità dei calcari grigio chiari (“e”):

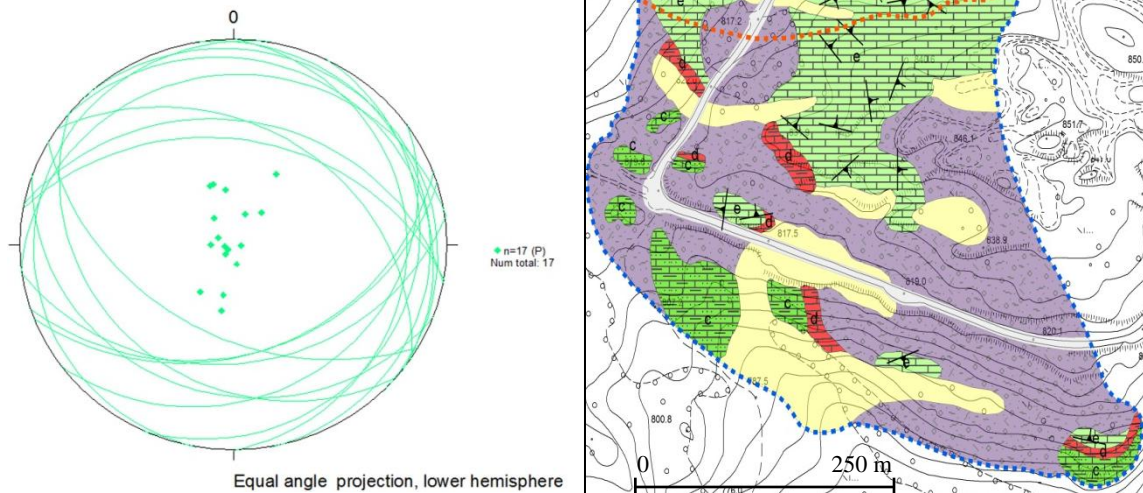


Fig. 15. A sinistra, proiezione stereografica di tutte le giaciture dei calcari grigio chiari (“e”); a destra, area rilevata e giaciture nei settori 2 e 3.

Viola: deposito morenico; giallo: deposito dell'onda; verde chiaro: litologia “e”; rosso: litologia “d”; verde: litologia “c”.

Lo stereogramma è basato sulle giaciture prese nei calcari grigio chiari (“e”), dei settori 2 e 3, rispettivamente nella fascia frontale e nei depositi superficiali.

L'immersione è a basso angolo, intorno ai 20° nelle direzioni prevalenti NNE, SE e SW. (Figura 15 e 17).

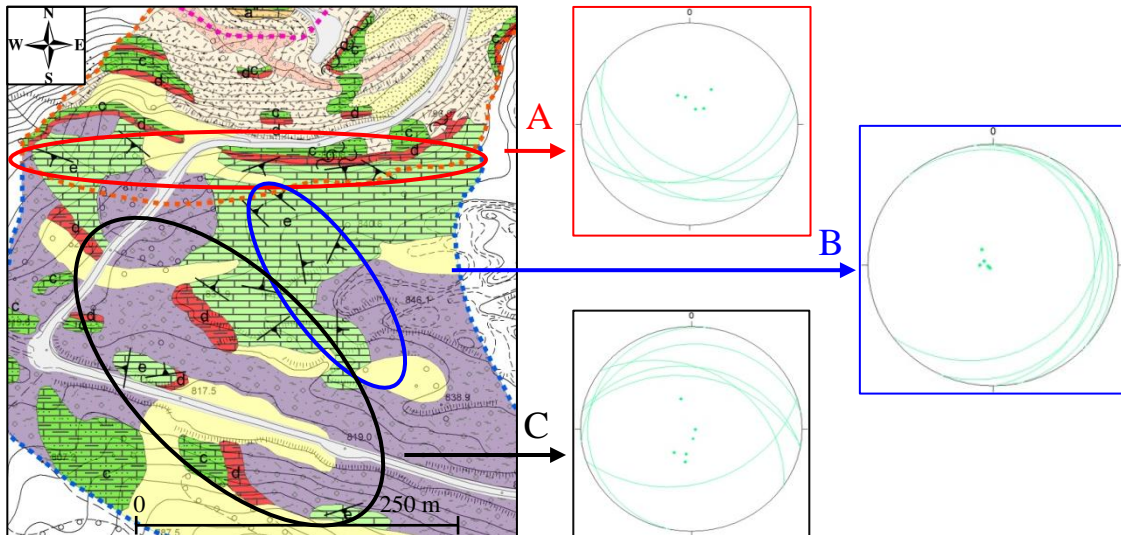


Fig. 16. Rappresentazione delle proiezioni stereografiche in affioramenti diversi. A sinistra, l'area su cui sono state eseguite le misure proiettate negli stereogrammi.

A) giaciture nel settore 2 (fascia frontale); B) giaciture nel settore 3 (depositi superficiali); C) giaciture sempre nel settore 3 più a Sud del precedente.

Come si può notare dagli stereogrammi (figura 16), l'immersione dei calcari grigio chiari ("e") avviene a SW (A), a E (B) e a NNE (C). I risultati ottenuti dal diagramma a rosa mostrano che questa litologia ha un andamento delle immersioni dominante verso NNE, con dispersione anche negli altri quadranti (figura 17).

Diagramma a rosa dei Calcari grigio chiari ("e"):

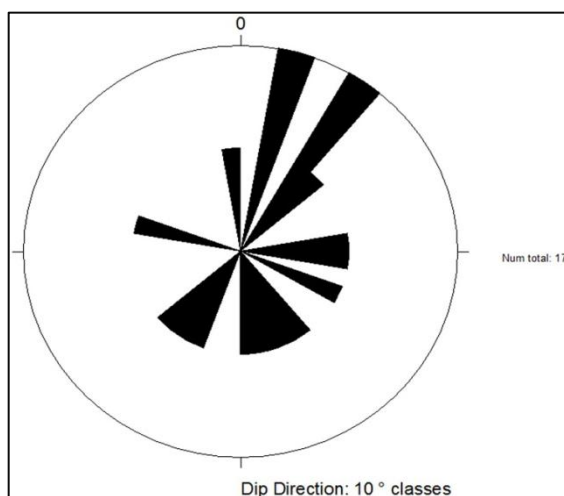


Fig. 17. Diagramma a rosa.

Immersione degli strati dominante verso NNE.

–Unità dei Calcari e calcari marnosi rossi (“d”):

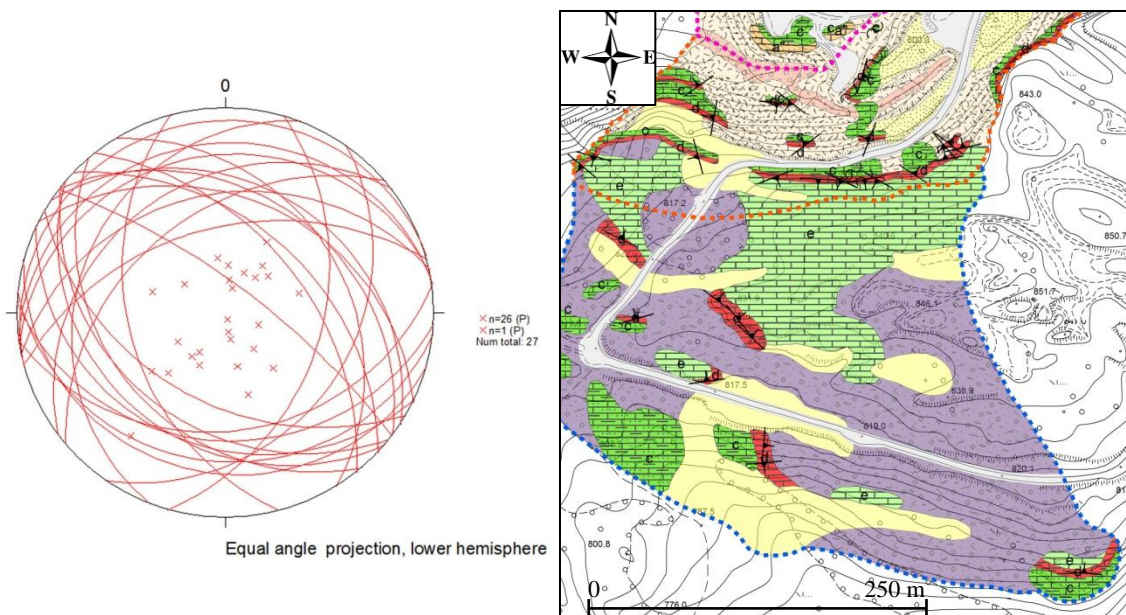


Fig. 18. A sinistra proiezione stereografica dei calcari e calcari marnosi rossi (“d”); a destra, area rilevata e giaciture nei settori 2 e 3.

Lo stereogramma (figura 18), rappresenta le giaciture della unità dei calcari e calcari marnosi rossi (“d”) prese nei settori 2 e 3 (fascia frontale e depositi superficiali), precisamente lungo il fianco attraversato dalla strada che porta a la Pineda, nella parte più a sud del rilevamento.

L’immersione è a medio-basso angolo, con una media di circa 30-31° verso NE, verso SW e NNW (figura 18 e 20).

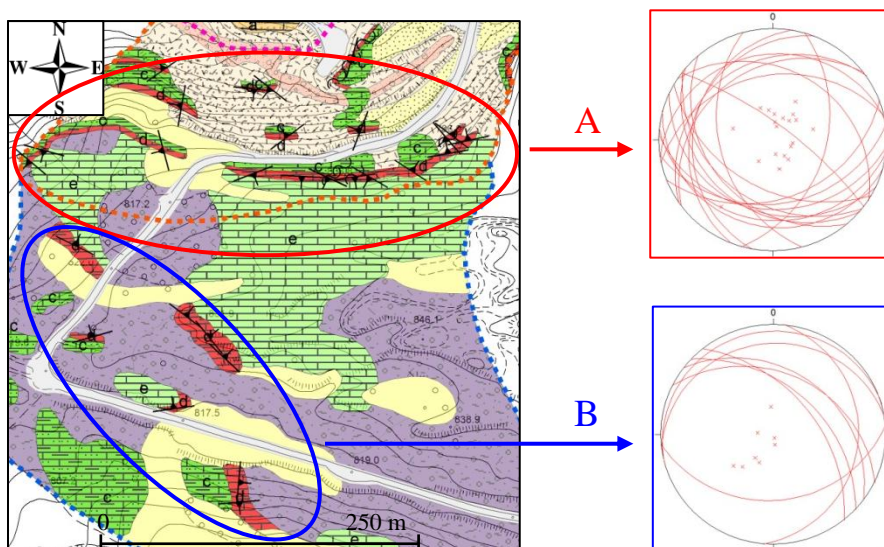


Fig. 19. Rappresentazione delle proiezioni stereografiche in affioramenti diversi. A sinistra, l’area su cui sono state eseguite le misure proiettate negli stereogrammi. A) giaciture nel settore 2 (fascia frontale); B) giaciture nel settore 3 (depositi superficiali).

Questi stereogrammi (figura 19) mostrano che l'immersione dei calcari e calcari marnosi rossi ("d") nel fronte di frana è molto scompaginata, anche se si nota una direzione preferenziale di immersione verso NW e SW (fig. 19A). Mentre nella porzione Sud della carta presentano immersioni verso NE (fig. 19 B).

Diagramma a rosa dei **Calcari e calcari marnosi rossi ("d")**:

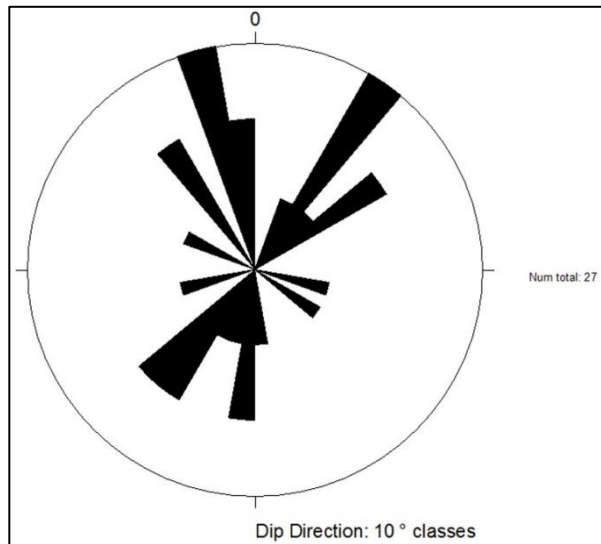


Fig. 20. Diagramma a rosa.

Immersione degli strati dominante verso NNW, NE e SW.

– Unità dei **Calcari grigi e verdastrì ("c")**:

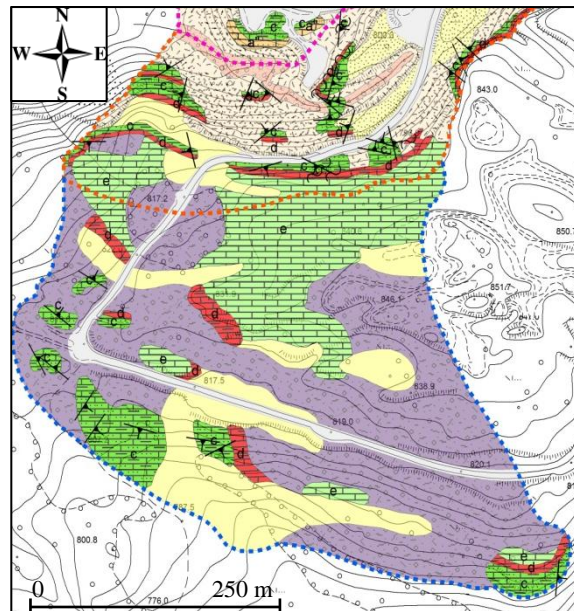
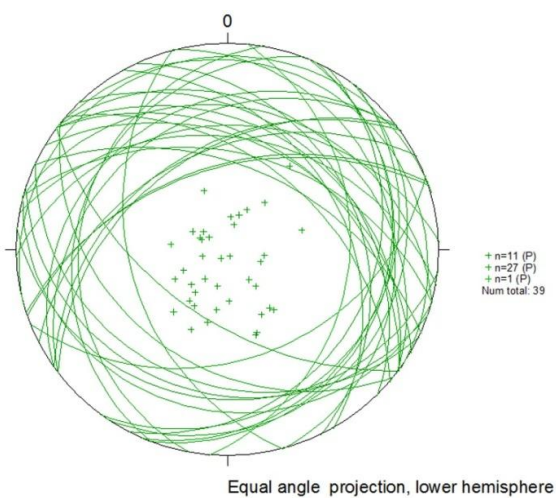


Fig. 21. A sinistra proiezione stereografica dei calcari grigi e verdastrì ("c"); a destra area rilevata e giaciture nei settori 2 e 3.

Le giaciture rappresentate nello stereogramma (fig. 21 e 23) riguardano l'unità dei calcari grigi e verdastri ("c"). Le misure rilevate si riferiscono al settore 2 (fascia frontale) e alla porzione sud del settore 3 (depositi superficiali).

L'immersione è a medio-basso angolo, con una media di 26-28° verso NE, NW e SE.

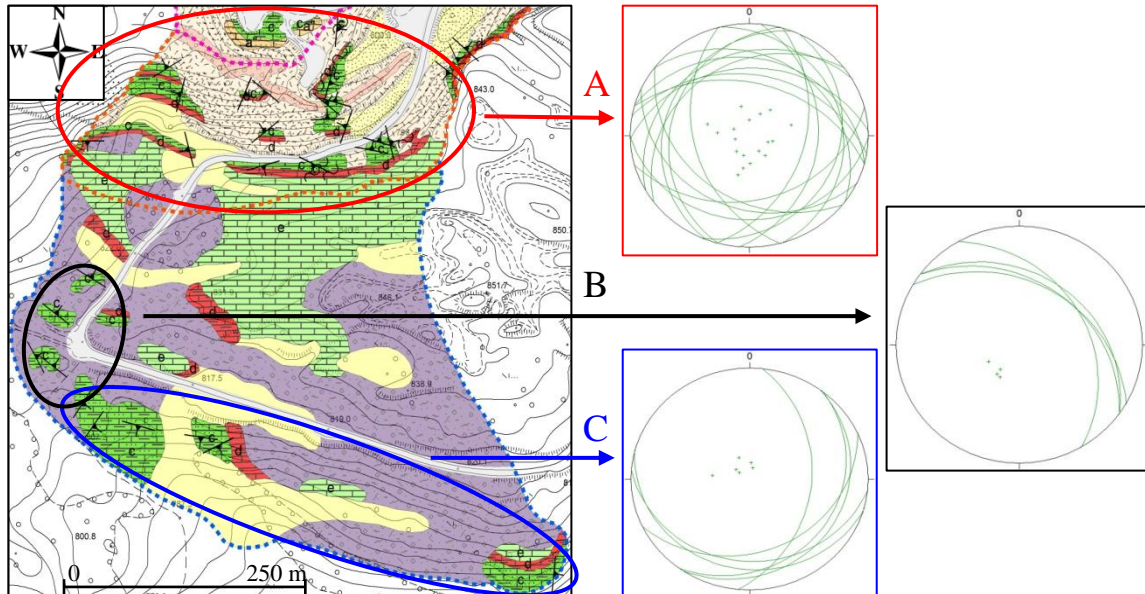


Fig. 22. rappresentazione delle proiezioni stereografiche in affioramenti diversi. A sinistra, l'area su cui sono state eseguite le misure proiettate negli stereogrammi. A) giaciture nel settore 2 (fascia frontale); B) e C) giaciture nel settore 3 (depositi superficiali).

Dagli stereogrammi dei calcari grigi e verdastri ("c", figura 22 e 23) emerge che la direzione dominante è verso NE (figura 22B e 23), con dispersione nei quadranti NW (figura 22A e 23) e SE (figura 22C e 23).

– Diagramma a rosa dei **Calcari grigi e verdastri ("c")**:

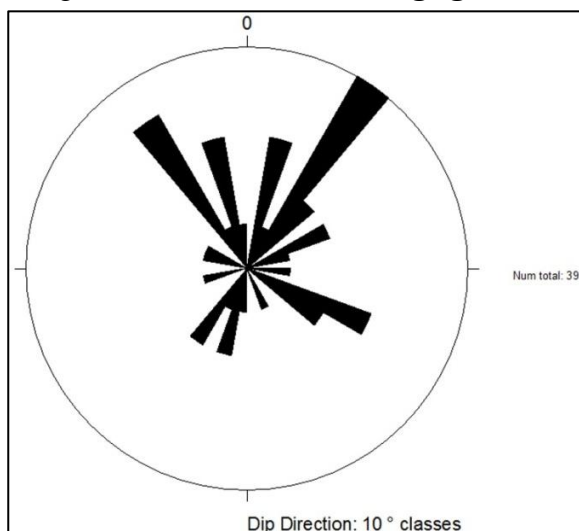


Fig. 23. Diagramma a rosa.

Immersione dominante degli strati verso NE con dispersione verso NW e SE.

Colle isolato

Prima della frana del 9 ottobre 1963 il Colle Isolato costituiva una massa rocciosa situata sul versante destro della valle, di forma e aspetto diverse dalla parete adiacente, situata nel versante sotto il paese di Casso (figura 24C) dove attualmente c'è la palestra di roccia.

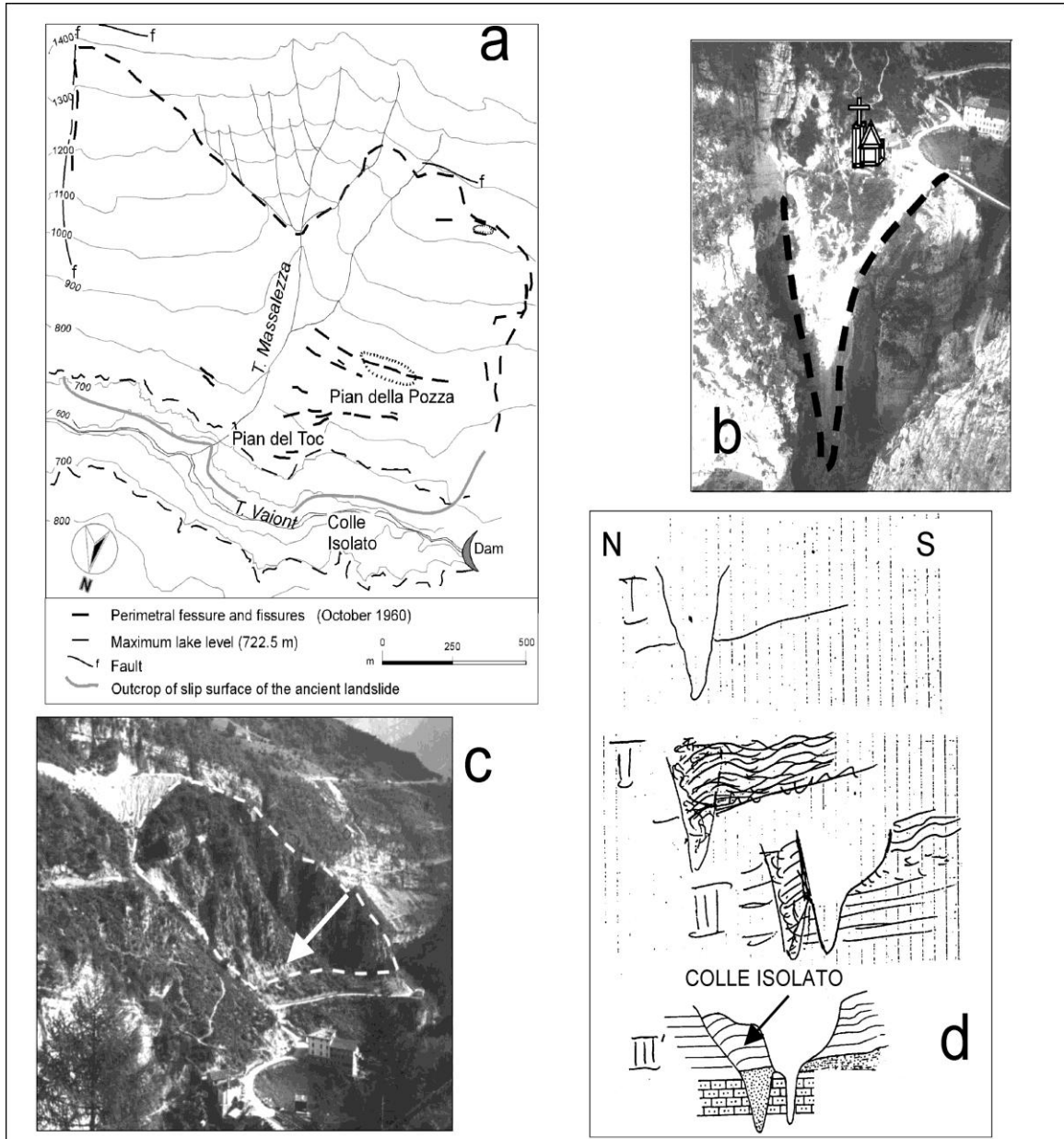
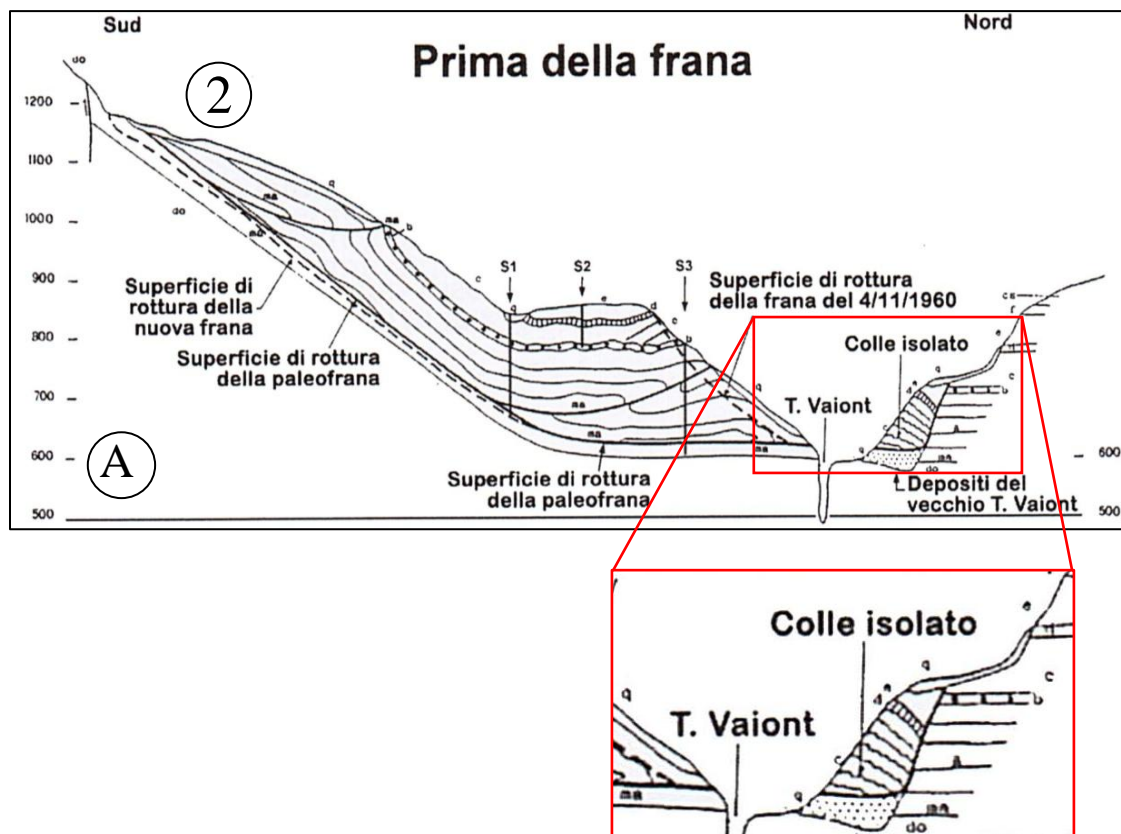


Fig. 24. Main features of the Vaiont site and geomorphological evidences of the paleoslide: a) Map of the pre-1963 Vaiont landslide area. The name of the cited sites are also indicated; b) The Vaiont Valley seen from the left abutment of the dam: below the church is evident the very narrow epigenetic gorge of the Vaiont paleochannel (dashed line) (photo by Semenza, September 1959; modified); c) Dashed line delimits the "Colle Isolato" seen from the left slope of the Vaiont Valley. Above the road, a thin horizontal layer of white cataclasites (see arrow) separates the in-situ rock from the sub horizontal layers of the overlying old landslide (photo by Semenza, 10-9-1959;); d) Semenza's sketch of 1959: (I) the setting before the ancient landslide; (II) its movement down valley; and (III) the cutting of the new river channel further south. Despite its rough graphic scheme, the general scenario was confirmed (III') in 1961: at the bottom of "Colle Isolato" alluvial deposits of the old postglacial Vaiont River were found. [From GENEVOIS & GHIROTTI (2005)].

A differenza degli affioramenti circostanti il Colle Isolato mostra una evidentissima fratturazione verticale e i banchi di Socchèr passano da giacitura quasi orizzontale di circa 20-30° con immersione verso N a giaciture verticali o addirittura rovesciate, dando così l'idea di un arricciamento prodotto dall'impatto con il fronte della frana (SEMENZA, 2001).

Il Colle Isolato, prima della frana del 1963 appoggiava, benché non chiaramente, su materiale sciolto (livelli orizzontali di ghiaia). Esso era situato in corrispondenza di un forte restringimento della gola su un'area di circa 1 Km². Il suo volume è stato stimato di circa 50 milioni di mc. In seguito allo scontro della frana sul fianco destro della valle, l'intero Colle Isolato venne sospinto verso l'alto passando da una quota di 700-750 m, ad una quota di 800 m (figura 25 A e B). Ad esso possiamo riferire anche il dosso di quota 803,5 m a SE di Casso.



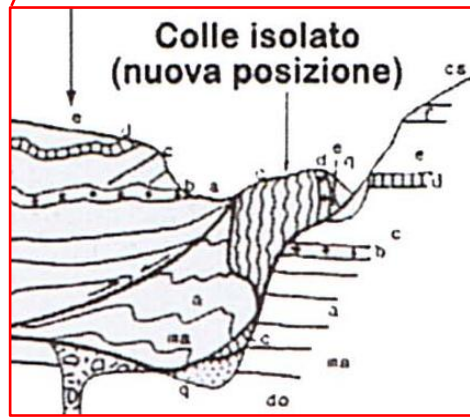
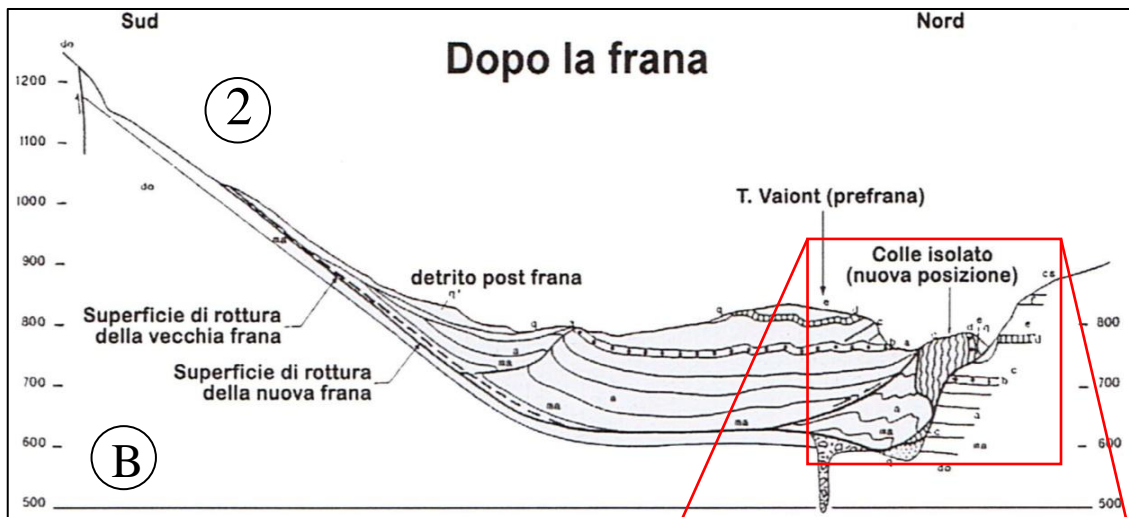


Fig. 25. Profili geologici con ingrandimento del particolare del Colle Isolato. [Tavola 10 (SELLI e TREVISAN, 1964) ripresa da HENDRON & PATTON (1986) e da SEMENZA e GHIROTTI (2000)] Prima (A) e dopo (B) il 9 ottobre 1963. Si osservino nello schema A i tracciati dei sondaggi (S) e dei piezometri (P).

— Assetto del Colle Isolato:

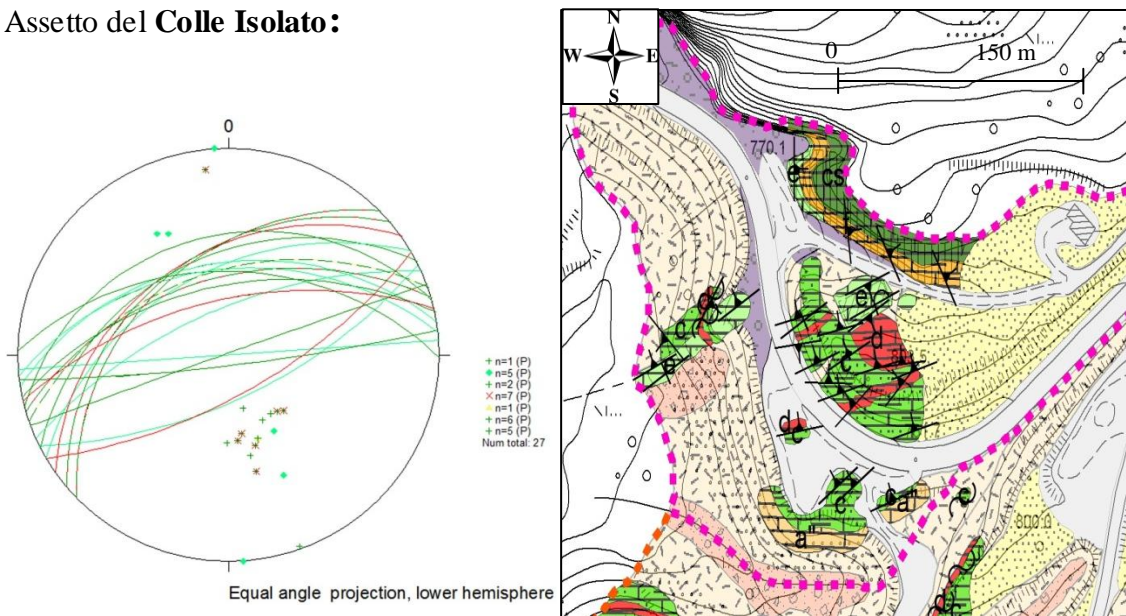


Fig. 26. A sinistra proiezione stereografica del Colle Isolato. Verde chiaro, calcari grigio chiari ("e"); rosso, calcari e calc. marnosi rossi; verde, calcari grigi e verdastri ("c"). A destra area rilevata e giaciture del settore 1 (Colle Isolato).

Le giaciture sono state effettuate tutte nel settore 1 del Colle Isolato, è evidente una immersione a medio-alto angolo con media dei valori di 53° e direzione preferenziale verso NW (figura 26). Inoltre si nota che la stratificazione è prossima alla verticale, talvolta anche rovesciata. Un confronto è stato effettuato con la stratificazione corrispondente al fianco destro della valle (figura 27 A).

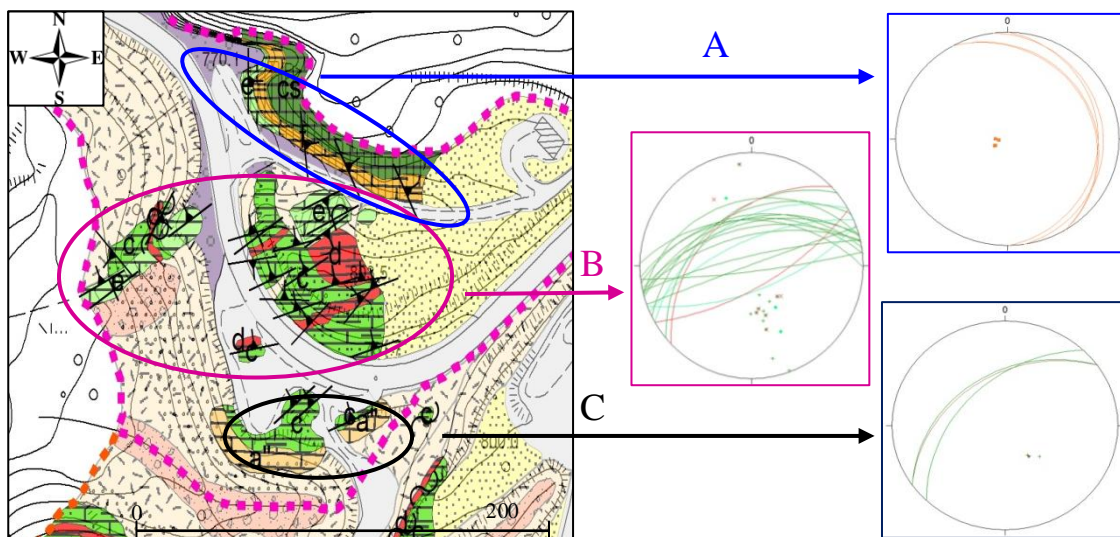


Fig. 27. Rappresentazione delle proiezioni stereografiche in affioramenti diversi. A sinistra l'area su cui sono state eseguite le misure proiettate negli stereogrammi. A) giaciture sul fianco destro della valle del torrente Vajont; B) giaciture sul dosso di quota 803.5; C) giaciture nell'area del parcheggio.

Gli stereogrammi sono stati costruiti prendendo in considerazione la massa che ha subito spostamento (figura 27B e C) e il fianco destro della valle che è rimasta in posto (figura 27A). Come si nota, l'andamento è completamente diverso: nel caso (A), l'immersione è a basso angolo in direzione E; negli altri due casi (B) e (C) è come descritto in precedenza, cioè alto angolo verso NNW con strati verticalizzati e rovesciati.

Diagramma a rosa del **Colle Isolato**:

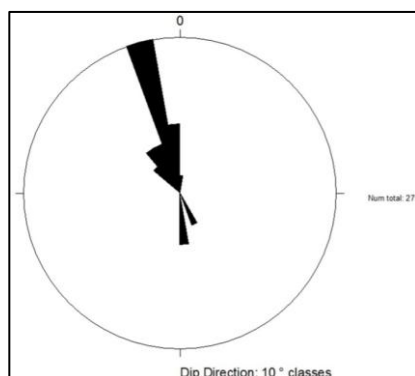


Fig. 28. Diagramma a rosa.

Immersione dominante degli strati verso NNW.

II PARTE

3 PROVE GEOLETTRICHE: Metodologie

La prospezione geoelettrica è stata effettuata nell'area meridionale della frana allo scopo di definire il profilo di resistività dei depositi, cercando di comparare il risultato ottenuto con i dati geologici. In particolare è stato eseguito un profilo di dettaglio parallelo al tracciato prescelto per la geoelettrica.

3.1 PRINCIPI BASE E GRANDEZZE FISICHE IN GEOELETTRICA

Qualsiasi materiale (aria, acqua, roccia o sostanza organica) sottoposto ad un campo elettrico è in varia misura suscettibile al passaggio di corrente elettrica.

I possibili meccanismi di conduzione sono:

- **conduzione elettrolitica:** avviene per relativamente lento movimento di ioni all'interno di un elettrolita e dipende essenzialmente dal tipo di ioni e dalla concentrazione ionica;
- **conduzione elettronica:** avviene in mezzi che consentono un rapido movimento di elettroni, si realizza ad esempio nei metalli;
- **conduzione dielettrica:** avviene in materiali debolmente conduttivi (isolanti).

Se si applica una differenza di potenziale (V), tra due punti all'interno di un materiale, ad esempio una roccia, si crea un campo elettrico per cui si verifica un flusso di cariche che scorrono convenzionalmente dal polo positivo (+) al polo negativo (-), creando così un circuito elettrico. La quantità di corrente elettrica che passa in un determinato punto del circuito, nell'unità di tempo (Volt al secondo), è definita come intensità di corrente (I) e si misura in Ampere (A). Il rapporto tra differenza di potenziale e intensità di corrente costituisce la resistenza del mezzo (formula (1)). L'unità di misura è l'Ohm:

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (1)$$

La resistenza R di un mezzo sottoposto ad un campo elettrico, dipende comunque dalle sue caratteristiche fisiche e geometriche. Applicando ad un solido (figura 29),

caratterizzato da una sua propria resistività elettrica ρ , una differenza di potenziale, si verifica che a parità di materiale la resistenza aumenta con l'aumento della lunghezza (L), mentre diminuisce con l'aumento della sezione. Per quanto riguarda le caratteristiche fisiche, la resistività (ρ), che si misura in $\text{Ohm} \cdot \text{m}$, descrive la capacità del materiale di opporsi al passaggio di corrente. È un parametro da introdurre nel calcolo della resistenza (2), ovvero:

$$R = \rho \cdot \frac{\text{Lunghezza}}{\text{Sezione}} \quad (2)$$

La resistività ρ è un parametro indipendente dalla geometria del mezzo, ma dipendente dalle caratteristiche fisiche, chimiche e dalla temperatura. La sua grandezza inversa è la conducibilità (σ), misurata in S/m (*Siemens/metro*).

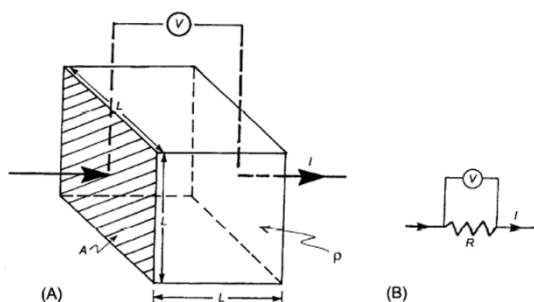


Fig. 29. Rappresentazione di un flusso di corrente che attraversa un mezzo. A) solido coinvolto al passaggio di corrente elettrica; B) schematizzazione tipica di una resistenza. V = differenza di potenziale (Volt); A = sezione attraversata; I = intensità di corrente (Ampere); L = lunghezza del mezzo attraversato; R = resistenza (Ohm); ρ = resistività del materiale ($\Omega \cdot \text{m}$). (REYNOLDS, 1997).

Proprietà elettriche di rocce e depositi

In base alla conducibilità, i materiali si dividono in conduttori, semiconduttori e isolanti. Le rocce sono aggregati di minerali con legami molto forti, sono intrinsecamente isolanti, cioè non vi sono cariche in grado di muoversi liberamente. Il quarzo e le miche ad esempio sono ottimi isolanti, altri sono buoni conduttori come la grafite e i metalli nativi ed altri ancora sono semiconduttori, quali alcuni ossidi e solfuri metallici.

Considerando le proprietà delle rocce, non ci si può limitare alle sole caratteristiche chimico-fisiche, ma bisogna tenere conto di un insieme di fattori che influenzano il comportamento del flusso elettrico all'interno di esse. Il primo e più importante fattore

da considerare è la presenza di acqua. Le rocce, sia coerenti che incoerenti, presentano pori e spaccature che, se riempiti d'acqua più o meno ricca di ioni, facilitano il passaggio di corrente in presenza di un campo elettrico applicato, quindi diminuiscono la resistività del mezzo preso in considerazione. La porosità è primaria quando è coeva con la litogenesi o con la deposizione (per i depositi); è secondaria quando determinata da fenomeni successivi alla formazione della roccia, ad esempio tettonici, atmosferici, ecc. La porosità primaria è quella di interesse idrogeologico, e consiste nella presenza di pori intercomunicanti in modo tale da creare la continuità della soluzione di acqua e ioni, detta porosità efficace. Questa è la porosità utile per la conduzione elettrica (SANTARATO, 2008). Un altro fattore che influenza la conducibilità elettrica di una roccia è la presenza di materiale fine all'interno delle fratture.

Considerando i depositi, un caso particolare di riduzione di resistività è dato, ad esempio, dalla presenza di argille. Queste possiedono forti capacità elettrostatiche dovute alla loro particolare struttura molecolare costituita da sottili lamine sulla cui superficie si crea una debole carica negativa. L'acqua, essendo una sostanza molto polare, subisce la forza elettrostatica esercitata dalle argille, che, per distanze inferiori ai 10 Å, supera la forza di gravità permettendo l'adesione di un *film* d'acqua su queste lamine d'argilla (BRUNAMONTE, 2008).

Anche la temperatura influenza il passaggio di corrente elettrica. Nelle rocce, più è elevata la temperatura, minore è la resistività.

La capacità delle rocce di condurre corrente elettrica dunque, siano esse coerenti o incoerenti, dipende da numerosi fattori, quali la composizione mineralogica, la quantità di acqua in pori e fessure (saturazione), il contenuto salino dell'acqua e la temperatura. La resistività di rocce e depositi, in condizioni differenti, copre un'ampia gamma di valori, come si osserva in tabella 1.

ROCCE / DEPOSITI	RESISTIVITA' (Ohm • m)
Acqua	10-100
Acqua di mare	2-3
Sabbie e ghiaie	70-700
Argille	1-50
Detrito alluvionale	50-1000
Arenarie	200-5000
Suolo di copertura	10-200
Graniti	1000-20000
Calcari	300-10000
Dolomie	500-10000
Marne	100-500

Tabella 1. Valori indicativi di resistività per alcuni materiali (REYNOLDS, 1997, modificata).

La legge di Archie (3) è una legge empirica che lega la resistività della roccia a diversi fattori:

$$\rho = a\theta^{-m}s^{-n}\rho_w \quad (3)$$

Formula (3): ρ = resistività del terreno

ρ_w = resistività elettrica dell'acqua

θ = porosità

s = grado di saturazione in acqua

a, m, n = costanti $0,5 < a < 2,5$ $1,3 < m < 2,5$

Questa legge viene usata principalmente per calcolare la resistività di un deposito incoerente, ad esempio il terreno o roccia molto fratturata.

Metodi geoelettrici

I metodi geoelettrici, hanno l'obiettivo di stimare la resistività dei mezzi litologici, principalmente allo scopo di individuare corpi idrici, giacimenti di gas e idrocarburi. Essi si basano sul principio secondo il quale le variazioni litologiche e chimico fisiche

del sottosuolo, influenzano il percorso delle linee di corrente, dunque misurando in superficie la differenza di potenziale è possibile risalire alla resistività del terreno indagato. Per far ciò si applica un flusso di corrente nel sottosuolo tramite due elettrodi e si misura la differenza di potenziale in punti diversi della superficie del suolo. La corrente viene introdotta nel terreno mediante l'uso di due elettrodi, normalmente dei picchetti di metallo conduttivo collegati ad una batteria. In questo modo il flusso di corrente va da un elettrodo all'altro, cioè dal polo positivo al polo negativo attraversando il mezzo litologico. Se il mezzo sottostante è uniforme, le linee del campo elettrico presentano circa lo stesso andamento, mentre se incontrano uno strato meno resistivo di quello soprastante, tendono ad approfondirsi; viceversa se incontrano uno strato più resistivo tendono ad appiattirsi.

3.1.2 METODOLOGIA IMPIEGATA

La metodologia impiegata per l'indagine geoelettrica consiste in un dispositivo che permette di gestire un elevato numero di elettrodi simultaneamente collegati al georesistivimetro. Questo tipo di acquisizione dei dati è detta tomografia elettrica resistiva (ERT, figura 33). La configurazione generale degli elettrodi consiste in 2 elettrodi energizzanti (AB o C_1C_2) e in 2 elettrodi di tensione (MN o P_1P_2), come mostrato in figura 32. La gestione computerizzata permette di ottenere una notevole quantità di dati di resistività apparente rappresentata in forma di *pseudosezioni*. In ascissa è presente la lunghezza dello stendimento e in ordinata la *pseudoprofondità*. Tutti i punti di uguale resistività apparente vengono uniti da una curva, detta *isoresistiva*. È possibile, inoltre, adottare una scala cromatica per indicare con colori diversi le aree poste fra le varie isoresistive (figura 31).

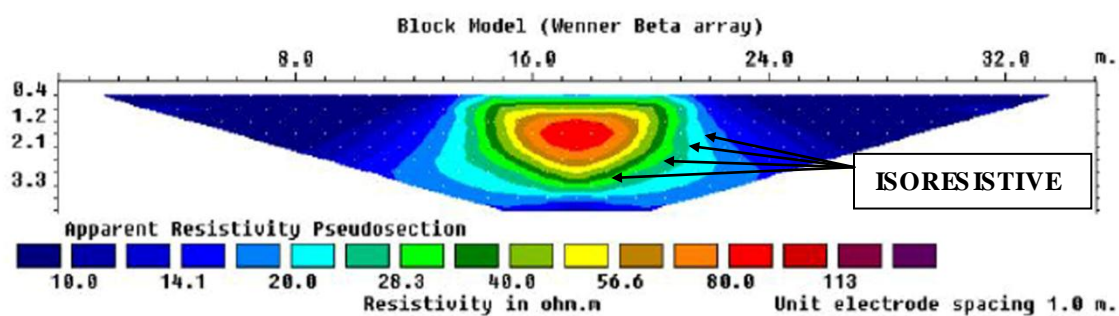


Fig. 31. Pseudosezione di resistività apparente ricavata da ERT. Rappresentazione delle aree poste fra le varie isoresistive utilizzando una scala cromatica.

Successivamente, mediante un processo d'inversione si arriva ad un modello di resistività *reale* del sottosuolo attraverso la minimizzazione dello scarto tra modello teorico e dati reali, noto come metodo dell'*affinamento ai minimi quadrati (smoothness-constrained least-squares method)*.

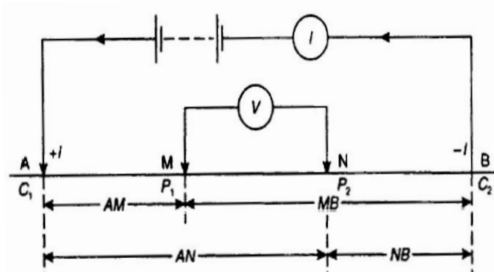


Fig. 32. Configurazione generale degli elettrodi in un sondaggio geoelettrico.

A B o C₁ C₂ = elettrodi energizzanti;

M N o P₁ P₂ = elettrodi di tensione;

V = differenza di potenziale; I = intensità di corrente. (REYNOLDS, 1997)

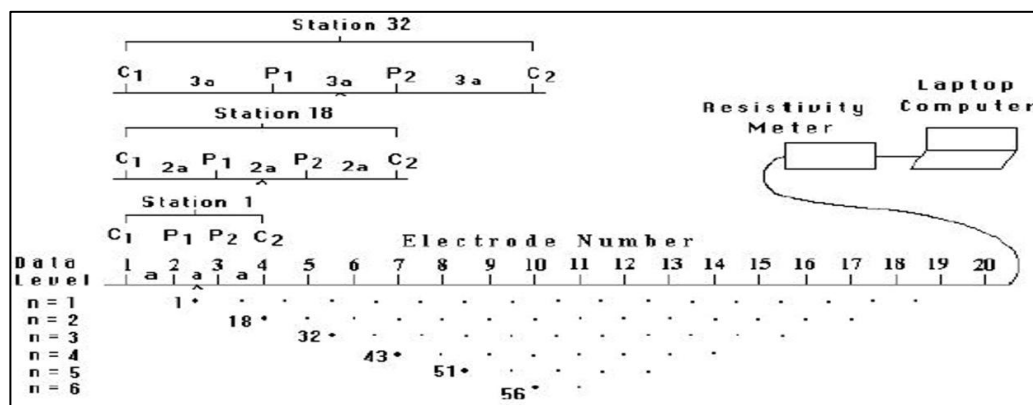


Fig. 33. Distribuzione degli elettrodi per un sondaggio elettrico 2-D e sequenza di misure utilizzate per la costruzione della pseudosezione di resistività apparente (REYNOLDS, 1997).

Strumentazione impiegata

In questo lavoro di tesi è stata realizzata una sezione ERT impiegando una strumentazione PASI[®] (mod. 16GS32) che comprende un computer-resistimetro, collegato ad una batteria da 12 V – 75 A, 32 elettrodi per la misura del potenziale, divisi in due set da 16 connessi tramite due cavi elettrici, a loro volta connessi allo strumento tramite due *link-box* ed infine un energizzatore per l'immissione di corrente elettrica nel terreno (figura 34). Gli elettrodi sono costituiti da picchetti d'acciaio lunghi 50 cm circa, collegati ciascuno tramite dei connettori ad attacco rapido al cavo elettrico. Le linee ERT possono essere allestite con un solo cavo da 16 elettrodi, con equidistanza massima di 5 m, per una lunghezza complessiva del dispositivo di 75 m; oppure 2 cavi, da 32 elettrodi, con equidistanza massima di 5 m, per una lunghezza complessiva di 155 m

totali. Il resistimetro è uno strumento elettronico multicanale con alta impedenza in entrata, basso rumore interno e convertitore del segnale da analogico a digitale.

I valori di resistività misurati sono convertiti in file di testo (txt) e mediante supporto elettronico vengono trasferiti su personal computer per l'elaborazione effettuata mediante il software *Res2DInv* (ver. 3.55, *Geotomo Software*®). Questo utilizza algoritmi standard per l'inversione ai minimi quadrati (deGroot-Hedlin e Constable, 1990, Sasaki, 1992) al fine di realizzare un modello bidimensionale di resistività del terreno indagato.

Il metodo ERT ha però alcune limitazioni di cui bisogna tenere conto prima di effettuare una prospezione geoelettrica. La più importante limitazione di applicabilità riguarda la natura di ciò che si vuole individuare, cioè se le proprietà elettriche del materiale target non differiscono da ciò che vi è nelle circostanze, sarà difficile rilevarne la presenza. In ognuno di questi casi, l'espedito sicuro per ottenere un alto grado di precisione nell'interpretazione delle sezioni, è avere a disposizione una stratigrafia di riferimento del terreno investigato, in modo tale da poter effettuare una taratura del metodo.



Fig 34. Strumentazione per ERT, PASI®.

3.2 PROSPEZIONE GEOELETTRICA

3.2.1 INQUADRAMENTO DELL'AREA

La zona dove è stata effettuata la prospezione geoelettrica si trova lungo la strada che porta alla località la Pineda. Più precisamente, venendo dal paese di Erto e proseguendo in direzione Longarone si deve svoltare a sinistra seguendo le indicazioni che portano alla suddetta località. Subito dopo aver superato il parcheggio sulla destra e risalendo la strada costruita sopra la fascia frontale dei depositi della frana del 9 ottobre 1963, lo stendimento è stato effettuato dopo la seconda curva a gomito sinistra (figura 35). Con ulteriore precisione riporto le *a)* coordinate geografiche del suo centro, *b)* orientazione e *c)* lunghezza complessiva:

a) $46^{\circ} 15' 55''$ N

$12^{\circ} 20' 07''$ E

b) ESE - ONO

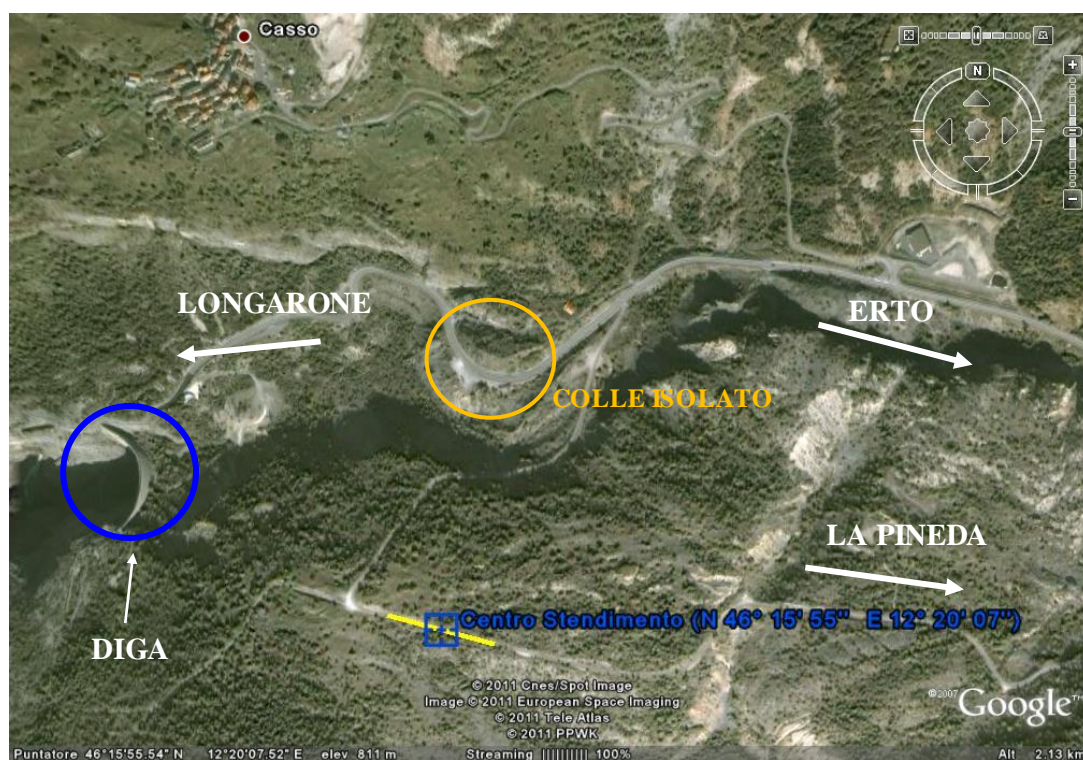


Fig. 35. Inquadramento dell'area. In giallo è raffigurato lo stendimento. Immagine da Google Earth di una porzione della frana.

L'indagine geoelettrica è stata effettuata nella parte Sud del rilevamento geologico. Come si vede dalla carta geologica (figura 36) sono presenti materiali di deposito, come i sedimenti depositati dall'onda e i sedimenti morenici. Inoltre nel fianco sottostante alla strada affiorano le litologie dei **calcari e calcari marnosi rossi ("d")**, i **calcari grigi e verdastri ("c")** e i **calcari grigio chiari ("e")**.

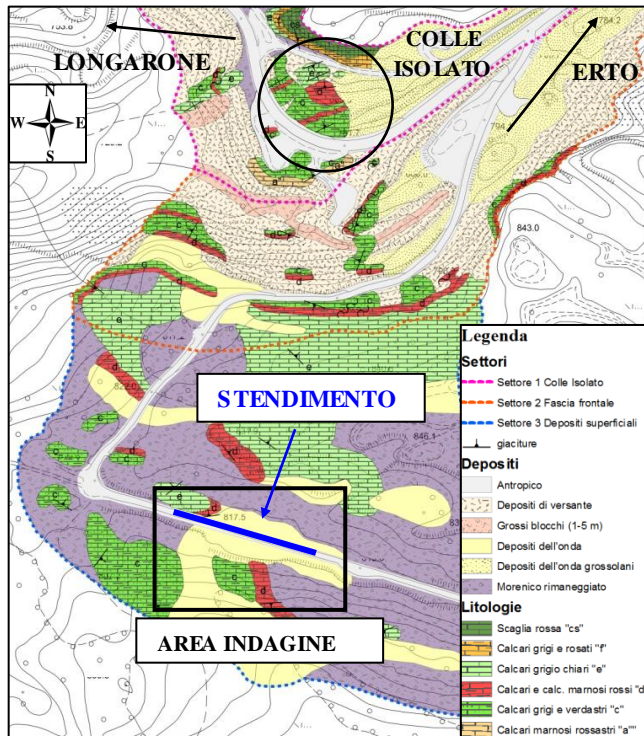


Fig. 36. Dettaglio dell'area rilevata raffigurante area di indagine e stendimento geoelettrico.

3.2.2 DESCRIZIONE DELLA PROSPEZIONE

In quest'area è stata effettuata una sola prospezione di tomografia elettrica resistiva, allo scopo di individuare e confrontare la differente resistività dei depositi (dell'onda e morenici) e la presenza di corpi rocciosi sottostanti. La sezione geoelettrica ricavata è stata comparata al profilo geologico eseguito sulla medesima area (figura 37).

La prospezione ERT è stata realizzata con il metodo Wenner, a 32 elettrodi con equidistanza di 5 m.

Le caratteristiche tecniche sono riportate nella seguente tabella 2.

Strumentazione	PASI® Georesistivity meter 16GS32
Metodo	Wenner
Nr. elettrodi	32
Offset elettrodi	5 m
Lunghezza della sezione	155 m

Tabella 2. Caratteristiche tecniche ERT.

I risultati ottenuti dalla sezione d'inversione del modello di resistività del terreno indagato, risultante dall'elaborazione dei dati con il software *Res2DInv*, è riportato in figura 37. Durante l'elaborazione di questa sezione si è scelto di applicare un filtro di attenuazione orizzontale ("horizontal flatness filter ratio") per diminuire le variazioni orizzontali delle resistività lungo il profilo.

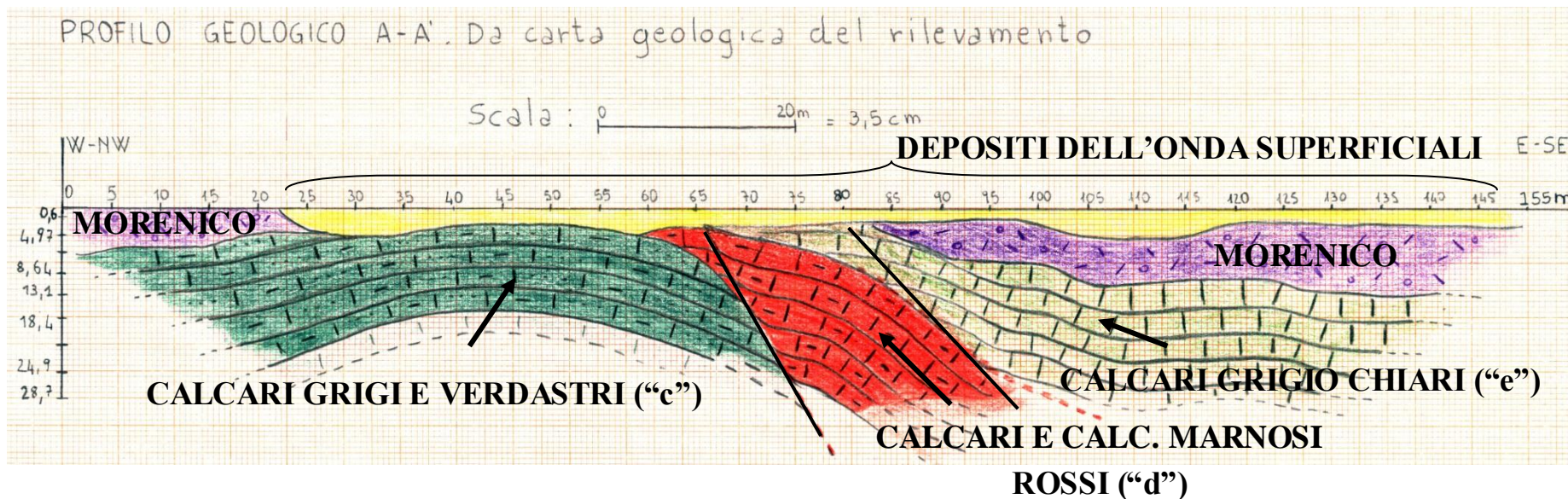
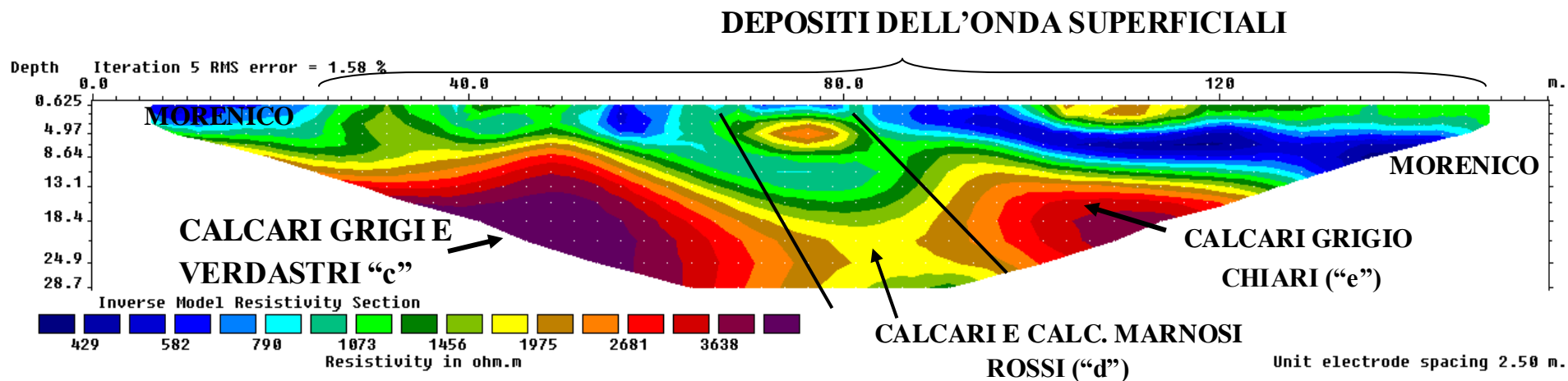


Fig. 37. Profilo di resistività (Res2DInv, modificata) e profilo geologico del terreno preso in esame.

Tale sezione mostra valori di resistività del terreno compresi in un *range* che va da 400 Ohm · m a 4000 Ohm · m.

Nei primi 20 m circa e per una profondità di 4 m la resistività va dai 400 agli 800 Ohm · m. Come si può notare anche in altre parti della sezione, e cioè dalla distanza di 85 m fino alla fine dello stendimento, per una profondità che arriva ad un massimo di 13 m, è presente una fascia avente la stessa resistività. Nella porzione superficiale, dai 20 m in poi e bassa profondità (2-3 m) la resistività aumenta con valori che oscillano da 1000 per arrivare a quasi 2000 Ohm · m. Le zone dove è presente la maggior resistività (4000 Ohm · m) si trovano nelle parti più profonde della sezione. La nota interessante è che questa forte resistività si attenua nella parte centrale della sezione (da distanza 65 a 85 m circa), dividendo così in due parti questa zona resistiva.

L'interpretazione data al riguardo della prospezione geoelettrica si è rivelata molto interessante, in quanto, confrontata con il profilo geologico ha dato la possibilità di associare alle aree con diversa resistività elettrica le varie litologie presenti:

- depositi morenici;
- depositi dell'onda;
- calcari grigi e verdastri ("c") Ovest;
- calcari grigio chiari ("e") ad Est;
- calcari e calcari marnosi rossi ("d") nella parte centrale.

I depositi morenici presentano qui la più bassa resistività dovuta principalmente alla caratteristica stessa di un trasporto di tipo glaciale essendo costituiti, a differenza dei depositi dell'onda, da una maggior quantità di sedimento fine (sabbie, limo e argilla) la resistività si abbassa per le proprietà intrinseche delle lamine d'argilla. I depositi dell'onda invece, costituiti da una componente più grossolana (limo, sabbie e blocchi di varie dimensioni) sono capaci quindi di offrire maggior resistenza al passaggio di corrente. Passando alle litologie sono presenti a WNW i calcari grigi e verdastri ("c"), i calcari grigio chiari ("e") verso ESE. Queste due formazioni che si presentano compatte in affioramento, sono dotate di conseguenza di una resistività molto alta (riferimento alla tabella 1 dei valori). Nella parte centrale del profilo si nota una zona a bassa resistività (1500 Ohm · m) associabile ai calcari marnosi rossi ("d"). Questa litologia affiora lungo il fianco sottostante alla strada ed ha immersione verso Sud all'incirca di 30°. La diminuzione di resistività può essere data da vari fattori come la diversa composizione della roccia, lo stato di fratturazione, dal riempimento di materiale fine

all'interno delle cavità, dalla porosità (sia primaria che secondaria) e molti altri fattori di carattere chimico- fisico.

DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

In conclusione, l'analisi strutturale di porzioni di grandi dimensioni (decametriche ed ettometriche) della frana hanno mostrato: nonostante l'apparente conservazione dell'assetto strutturale e stratigrafico preesistente alla frana, una rilevante disarticolazione. Le immersioni delle diverse litologie sono disperse infatti nei diversi quadranti. Le direzioni di immersione dominanti appaiono essere però verso NE e SW. In particolare nelle unità dei calcari grigio chiari ("e") che hanno dominante verso NE, nei calcari e calcari marnosi rossi ("d") con dominante NE e SW e nei calcari grigi e verdastrì ("c") con dominante NE.

Per quanto riguarda la parte geoelettrica, il risultato ottenuto è stato particolarmente interessante perché ha dato la possibilità di distinguere, in base alla diversa resistività, le due tipologie di deposito, le formazioni coinvolte nella frana ed il loro sviluppo in profondità. Riassumendo: la resistività dei depositi morenici si aggira in valori tra 400 - 600 $\Omega \cdot m$, i depositi dell'onda offrono una maggior resistività che va dai 1000 ai 1400 $\Omega \cdot m$. Riguardo alle litologie, l'interpretazione da noi data è che i calcari grigio chiari ("e") e i calcari grigi e verdastrì ("c") possiedono una resistività più alta dovuta al buono stato di conservazione della roccia. I calcari e calcari marnosi rossi ("d") invece, presentano una minore resistività associabile alla composizione della roccia, ai livelli marnosi presenti e al grado di fatturazione elevato.

Dall'analisi effettuata, la morfologia superficiale del corpo di frana dal punto di vista geologico e strutturale è simile a quella descritta nei lavori di SELLI & TREVISAN (1964) e SEMENZA (1963).

Questo aspetto è messo in evidenza mediante il rilevamento strutturale di grandi porzioni di frana (ettometriche): le diverse litologie hanno mostrato una rilevante disarticolazione con immersioni disperse nei vari quadranti, tuttavia con dominante verso NE e SW. (Vedi cap. 2.3.1).

La situazione del Colle Isolato, come descritto da SEMENZA (2000), presentava nella condizione prefrana giaciture delle litologie affioranti immergenti verso N e inclinate intorno ai 20°. In seguito allo scontro della frana sul fianco destro della valle, il Colle Isolato è stato sospinto verso l'alto. Le litologie presenti hanno subito una verticalizzazione con immersione dominante verso NNW. (Vedi cap. 2.3.1 paragrafo Colle Isolato).

Lo stendimento geoelettrico effettuato lungo la strada che porta a la Pineda in direzione ESE-WNW ha definito il profilo di resistività dei depositi di frana.

Dal *modello di resistività reale*, i depositi di frana sciolti hanno caratteristiche diverse evidenziando una minore resistività dei depositi morenici rispetto ai depositi dell'onda.

Le litologie invece hanno mostrato che i livelli marnosi e lo stato di fratturazione influiscono sulla conducibilità della roccia.

BIBLIOGRAFIA

Articoli e Convegni

Besio M., 1963, Hydrogeological notes regarding mount Toc and vicinity, Semenza E. & Melidoro G eds., Convegno sulla frana del Vaiont, pp. 133-155, Ferrara, Italy, 17-19-September-1986.

Cardarelli E., Godio A., Morelli G., Sambuelli L., Santarato G., Socco L.V., 2002, Integrated geophysical survey to investigate the Scarsella vault of St. John's Baptistery in Florence, THE LEADING EDGE, pp. 4, Vol. 21.

Carlioni G.C. & Mazzanti R., 1964, Aspetti geomorfologici della frana del Vaiont, RIVISTA GEOGRAFICA ITALIANA, 71, pp. 201-231.

Carlioni G.C. & Mazzanti R., 1964, Rilevamento geologico della frana del Vaiont, GIORNALE DI GEOLOGIA, 32, pp. 105-138.

Ciabatti M., 1964, La dinamica della frana del Vaiont, GIORNALE DI GEOLOGIA, 32, pp. 139-160.

Genevois R. & Ghirotti M., 2005, The 1963 Vaiont Landslide, GIORNALE DI GEOLOGIA APPLICATA, 1, pp. 41-53.

Guerricchio A. & Melidoro G., 1986, Analisi geomorfologica della Valle del torrente Vajont prima della grande frana del 1963, Semenza E. & Melidoro G. eds., Convegno sulla frana del Vaiont, 157-168, Università di Ferrara, Italy, 17-19 September 1986.

Martinis B., 1979, Contributo alla stratigrafia dei dintorni di Erto-Casso (Pordenone) ed alla conoscenza delle caratteristiche strutturali e meccaniche della frana del Vajont, MEMORIE DELLE SCIENZE GEOLOGICHE, 32, pp. 1-33.

Masetti D., 1986, Stratigrafia delle formazioni prequaternarie affioranti nella Valle del Vajont e nei gruppi montuosi adiacenti, Semenza E. & Melidoro G. eds., Convegno sulla frana del Vaiont, 179-186, Università di Ferrara, Italy, 17-19 September 1986.

Muller L., 1968, New Considerations on the Vaiont Slide, *ROCK MECHANISM AND ENGINEERING GEOLOGY*, 6, pp. 1-91.

Selli R. & Trevisan L., 1964, Caratteri e interpretazione della Frana del Vajont, *GIORNALE DI GEOLOGIA*, 32, pp. 1-154.

Semenza E. & Ghirotti M., 2000, History of the 1963 Vaiont slide: the importance of geological factors, *BULLETIN ENGINEERING GEOLOGICAL ENVIRONMENT*, 59, pp. 87-97.

Vardoulakis I., 2002, Dynamic thermo-poro-mechanical Analysis of Catastrophic Landslides, *GEOTECHNIQUE*, 52, pp. 157-171.

Veveakis E., Vardoulakis I., Di Toro G., 2007, Thermoporomechanics of creeping landslides: The 1963 Vaiont slide, northern Italy, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 112, pp. 1-21.

Voight B. & Faust C., 1982, Frictional heat and strength loss in some rapid landslides, *GEOTECHNIQUE*, 32, pp. 43-54.

Libri

Semenza E., 2001, La storia del Vajont raccontata dal Geologo che ha scoperto la frana.

Jaeger C., 1972, Rock mechanics and engineering.

Reynolds J. M., 1997, An introduction to Applied and Environmental Geophysics.

Selli R., Trevisan L., Carloni G. C., Mazzanti R., Ciabatti M., 1964, La frana del Vaiont.

Carte

Carloni G.C & Mazzanti R., 1964, Rilevamento geologico della frana del Vaiont, *GIORNALE DI GEOLOGIA*, 32, In, "Selli R., Trevisan L., Carloni G.C., Mazzanti R., Ciabatti M.", La frana del Vaiont.

Carta topografica per escursionisti, Dolomiti di sinistra Piave, Foglio 021, scala 1:25000.

Riva M., Besio M., Masetti D., Roccati F. Sapigni M., Semenza E., 1990, Carta geologica delle Valli Vaiont e Gallina, *ANNALI DELL'UNIVERSITA' DI FERRARA*, 2, 76.

Riva M., Besio M., Masetti D., Roccati F. Sapigni M., Semenza E., 1990, Profili geologici delle valli Vaiont e Gallina, *ANNALI DELL'UNIVERSITA' DI FERRARA*, 2, 76.

Rossi D. e Semenza E., 1986, Carta Geologica del versante settentrionale del Monte Toc e zone limitrofe, prima del fenomeno di scivolamento del 9 ottobre 1963.

Rossi D. e Semenza E., 1986, Carta Geologica del versante settentrionale del Monte Toc e zone limitrofe, dopo il fenomeno di scivolamento del 9 ottobre 1963.

Ringraziamenti

Si ringrazia la prof.ssa Martin per l'elaborazione della tesi.

Un ringraziamento alla prof.ssa Zaja per il contributo nella parte geofisica.

Ringrazio il dott. Roberto Gambillara e la dott.ssa Silvia Terrana per la collaborazione alle indagini sul campo e per la disponibilità dimostrata.

Ringrazio anche i comuni di Longarone, Erto e Casso per il materiale consultato.

Vorrei approfittare di questo spazio per ringraziare tutti coloro che mi sono stati vicino in questi anni.

Un ringraziamento particolare ai miei genitori, perché oltre ad avermi dato la possibilità di intraprendere questo percorso di studi, hanno saputo capirmi.

Un grazie a mio fratello Luca, perchè posso contare su di lui.

Mia sorella Valentina, grazie. In qualche modo hai fatto ringiovanire tutti in famiglia.

Ringrazio i miei compagni di facoltà, per la solidarietà che si è formata in questi anni. In particolare Silvano, Tiziano, Manuele, Sophie e Natascha, per l'amicizia che è nata.

Ringrazio inoltre i miei coinquilini, per i momenti passati assieme e per la convivenza. Si sono rivelati più amici che compagni di stanza.

Avrei piacere di ringraziare Alessandra, perché anche se di poche parole, tante volte sono proprio quelle giuste.

Non posso mancare di ringraziare i miei amici, tutti, perchè ti fanno sempre capire chi sei.